

Stratigraphie, Mikrofazies und Mikropaläontologie der Wang-Formation (Helvetische Oberkreide der Schweizer Alpen)

Mit 37 Textfiguren, 4 Tabellen und 9 Tafeln

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der

Philosophischen Fakultät II

der

Universität Zürich

von

Peter Stacher

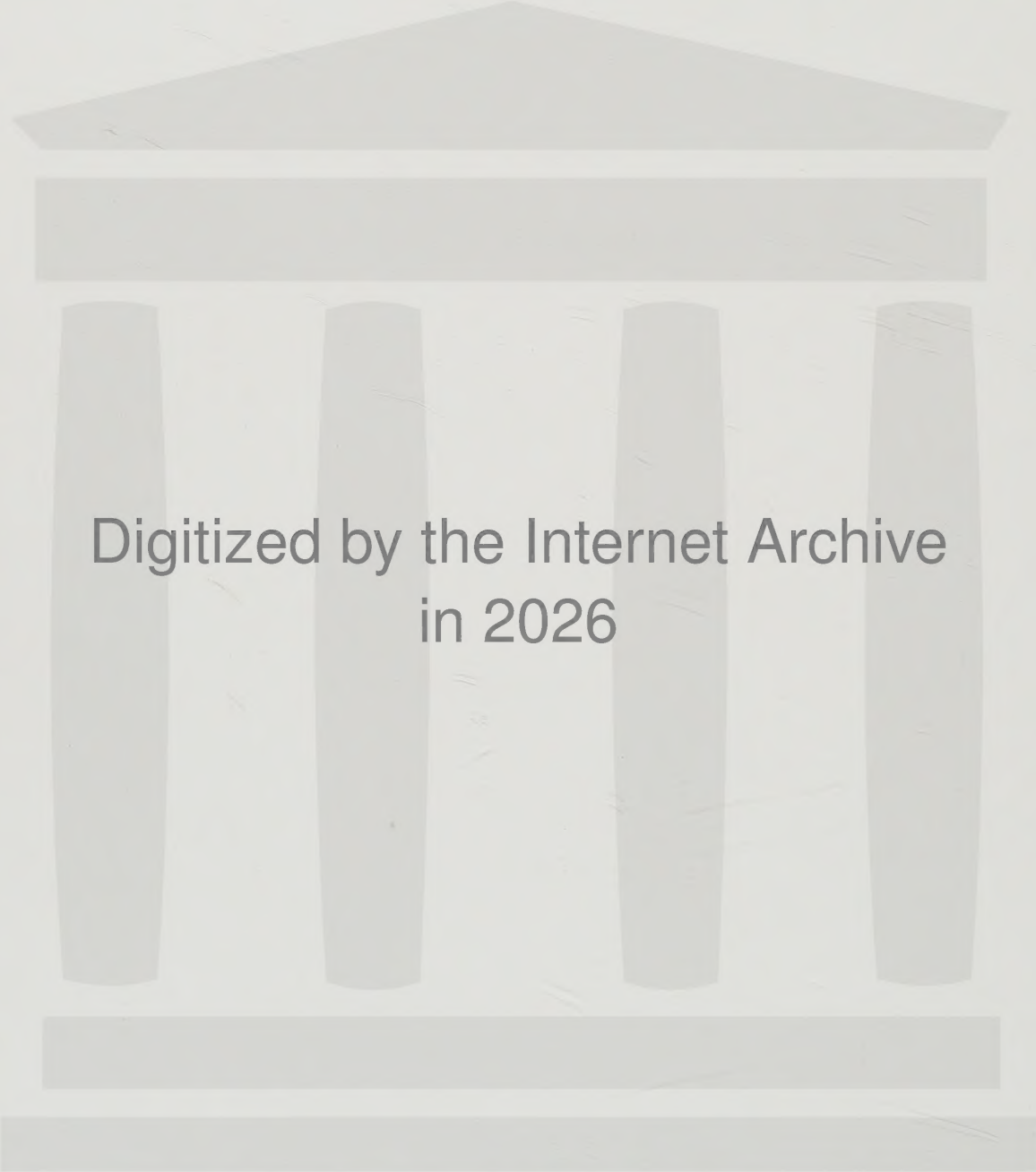
von Egnach TG

Begutachtet von den Herren Prof. Dr. H.M. Bolli und Prof. Dr. R. Trümpy

1981

Druck Stämpfli + Cie AG, Bern

1980



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41507212_0032

Stratigraphie, Mikrofazies und Mikropaläontologie der Wang-Formation (Helvetische Oberkreide der Schweizer Alpen)

Mit 37 Textfiguren, 4 Tabellen und 9 Tafeln

Inaugural-Dissertation

zur Erlangung der philosophischen Doktorwürde

vorgelegt der

Philosophischen Fakultät II

der

Universität Zürich

von

Peter Stacher

von Egnach TG

Begutachtet von den Herren Prof. Dr. H. M. Bolli und Prof. Dr. R. Trümpy

Druck Stämpfli + Cie AG, Bern

1980



Beitrag Nr. 11 zu Projekt 105, «Continental Margins in the Alps»,
des International Geological Correlation Programme

Gedruckt mit Subvention der Stiftung Dr. Joachim de Giacomi der S.N.G.

Separatdruck aus:

Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz
Neue Folge, 152. Lieferung, 1980

herausgegeben von der
Schweizerischen Geologischen Kommission

Vorwort der Geologischen Kommission

Die vorliegende Dissertation von Herrn Peter Stacher wurde unter Leitung von Prof. Dr. Hans Bolli am Geologischen Institut der ETH und der Universität Zürich ausgearbeitet. Es handelt sich um eine stratigraphische und mikropaläontologische Neubearbeitung der Wang-Schichten (neu: Wang-Formation), die auch ausgedehnte mikrofazielle Aspekte beinhaltet. Es ist dem Autor gelungen, in dieser Formation, deren Vorkommen sich auf die höchsten helvetischen Decken und das nördliche Ultrahelvetikum beschränkt, eine lithostratigraphische Unterteilung in mehrere Formationsglieder vorzunehmen. Das bearbeitete Gebiet erstreckt sich – wie bei den parallel ausgeführten Untersuchungen von H. Oberhänsli-Langenegger in der Amdener Formation (Beitrag N.F. 150) – vom Rawilpass im Berner Oberland bis in das westliche Vorarlberg. Die vorliegende Dissertation bildet zweifellos einen wertvollen Beitrag zur Stratigraphie und Paläotektonik der helvetischen Oberkreide.

Bereits anlässlich ihrer Sitzung vom 12. März 1977 hat sich die Geologische Kommission prinzipiell bereiterklärt, die Dissertation von P. Stacher in die Serie der «Beiträge» aufzunehmen. Die Drucklegung verzögerte sich aber beträchtlich, da der im Ausland weilende Autor an Text und Illustrationen mancherlei Änderungen vorzunehmen hatte und da das Büro der Kommission nach Eingang des bereinigten Manuskriptes im Sommer 1979 nicht in der Lage war, die redaktionelle Bearbeitung sofort an die Hand zu nehmen.

Nachdem nun die Drucklegung erfolgt ist, möchte es die Kommission nicht unterlassen, dem Autor, der an die hohen Druckkosten seiner Dissertation einen finanziellen Beitrag leisten wird, ihren verbindlichen Dank auszusprechen.

Für den Inhalt des Textes und der Illustrationen ist der Autor allein verantwortlich.

Basel, im Dezember 1980

Für die Schweizerische Geologische Kommission

Der Präsident:

Prof. Dr. W. Nabholz

Vorwort des Verfassers

Die vorliegende Arbeit entstand auf Anregung und unter Leitung von Prof. Dr. H.M. Bolli, dem ich für das entgegengebrachte Interesse und die Unterstützung danke.

Die Feldarbeiten wurden in den Sommermonaten der Jahre 1973 bis 1975 durchgeführt. Die Auswertung erfolgte am Geologischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule und der Universität Zürich, wo auch die Belegsammlung deponiert ist.

Besonderer Dank sei Prof. Dr. R. Trümpy für die anregenden Diskussionen und die kritische Durchsicht des Manuskriptes ausgesprochen. Prof. Dr. D. Bernoulli verdanke ich aufbauende Kritik und wertvolle Verbesserungsvorschläge vor der Drucklegung. Prof. Dr. R. Hantke, Dr. H.P. Funk, Dr. J.P. Beckmann, Dr. F. Rögl und Dr. Katharina Perch-Nielson möchte ich für hilfreiche Ratschläge und die stetige Diskussionsbereitschaft herzlichst danken. Dr. Michèle Caron, Fribourg, schulde ich für die Hilfe bei der Bestimmung der Globotruncanen grossen Dank. Prof. Dr. R. Herb, B. Ferrazzini und P. Schuler in Bern danke ich für das Manuskript und die Konstruktion der Abwicklung des westlichen Helvetikums. Dr. W. Maync, Muri, liess mir grosszügigerweise das Belegmaterial zu *Navarella* aus. Dr. R. Oberhauser, Götzis, führte mich in die Geologie des Vorarlberger Helvetikums ein. Grosszügige Hilfe zur Lösung spezieller Probleme leisteten Dr. Monique Toumarkine, Helmut Franz, Alfred Rissi, Peter Hochuli, Stephan Lüthi und Prof. Dr. H. Rieber. Allen meinen Institutskollegen, im besonderen Hedi Oberhänsli-Langenegger und Peter Haldimann, wird an dieser Stelle für die erwiesene Kollegialität gedankt. In der Schleifwerkstatt und im Photolabor möchte ich E. Schärli, W. Gruber, F. Pirovino, T. Willi und U. Gerber für die prompte Erledigung meiner Aufträge danken. Grosser Dank gebührt Ruth Wolfensberger für die Reinschrift des Manuskriptes. Nicht zuletzt möchte ich meiner Mutter und meinem Bruder Fredy für die langjährige Unterstützung während meines Studiums danken.

Inhaltsverzeichnis

	Seite		Seite
Vorwort der Geologischen Kommission	3	Sedimentäre Strukturen	27
Vorwort des Verfassers	4	Sediment-Komponenten und Grundmasse	29
Verzeichnis der Textfiguren, Tabellen und Tafeln.....	6	Prozentuale Verteilung der Komponenten.....	33
		Korngrößen-Verteilung	34
		Die Wang-Breccie	39
Einleitung	7	Paläontologie	44
Geologische Übersicht	7	Planktonische Foraminiferen	44
Die Wang-Formation.....	7	Benthonische Foraminiferen	52
Die Fliegenspitz-Schichten	8	Klassifikationsprobleme der Familie Lituolidae BRADY	54
Erforschungsgeschichte	8	Übrige Mikrofossilien	56
Problemstellung und Untersuchungsmethoden	10	Makrofossilien	57
		Biostratigraphie	61
		Globotruncanen-Zonen	61
Abriss der regionalen Geologie und Verbreitung der Wang-Formation	12	Zonierung der Wang-Formation	63
Alvier-Gebiet und Vorarlberg	12	Biostratigraphische Aussagen der benthonischen Foraminiferen	70
Obere Sihltaler Alpen.....	12	Ökologie der Foraminiferen-Fauna	71
Frohnalpstock-Gebiet	13		
Bauen-Schwalms-Gebiet	17	Beziehungen zum Alttertiär	74
Gummen-Kernalp-Gebiet	17		
Kleines Melchtal	17	Fazies-Interpretation	75
Unterlage der Giswiler Stöcke, Wilerhorn und Briener Grat.....	18	Ablagerungsbedingungen	75
Schwalmeren	19	Ablagerungstiefe.....	76
Wildstrubel – Plaine Morte und Cretabessa	19	Schichtlücken und Sedimentationsraten	77
Einsiedler Schuppenzone	20		
Wildhauser Schuppenzone und Fäneren-Unterlage	20	Paläogeographie und Paläotektonik	78
Blattengrat-Komplex	21		
Ultrahelvetikum	21		
Schürflinge im Flysch.....	22		
Typusprofil	22	Zusammenfassung	80
Wang-Formation	22		
Gliederung und Korrelation der Wang-Formation	23	Résumé	82
Sedimentologie.....	27	Summary	84
Kalke, Schiefermergel und Sandsteine der Wang-Formation	27		
		Literaturverzeichnis.....	85

Verzeichnis der Textfiguren, Tabellen und Tafeln

	Textfiguren	Seite
Fig. 1	Geographische Übersicht	10
Fig. 2	Querprofile durch die südliche Wildhorn-Drusberg-Decke	15
Fig. 3	Lithostratigraphische Korrelation der Wang-Formation in den Oberen Sihltaler Alpen; Entwicklung der basalen Schichtlücke	16
Fig. 4	Lithostratigraphische Korrelation der Wang-Formation der Profile Wilerhorn und Wangrüns-Seeblistöckli	25
Fig. 5	Schematische regionale Querprofile durch die Wang-Formation mit korrelierbaren Formationsgliedern W_0 - W_5 und Datumsflächen	26
Fig. 6	Mikrokreuzschichtung	27
Fig. 7	Inhomogenität in der Verteilung der Sedimentkomponenten, verursacht durch Bioturbation	29
Fig. 8	Profil Wangflue. Vertikales Verhalten der mittleren Quarz-Korngrößen. Prozentuale Anteile der Sedimentkomponenten	35
Fig. 9	Profil Batöni, Weissstannental. Prozentuale Anteile der Sedimentkomponenten	36
Fig. 10	Profil Underbäch, Frohnalpstock-Gebiet. Prozentuale Anteile der Sedimentkomponenten	37
Fig. 11	Profil Fulberg, Bauen-Schwalmis-Gebiet. Prozentuale Anteile der Sedimentkomponenten	38
Fig. 12	Profil Rothornweg, Wilerhorn-Gebiet. Vertikales Verhalten der mittleren Quarz-Korngrößen. Prozentuale Anteile der Sedimentkomponenten	39
Fig. 13	Profil Lac des Audannes, Wildhorn-Gebiet. Prozentuale Anteile der Sedimentkomponenten	39
Fig. 14	Profil Pas de Maimbré, Wildhorn-Gebiet. Prozentuale Anteile der Sedimentkomponenten	40
Fig. 15	Streuwerte der mittleren Quarz-Korngrößen (M_d)	41
Fig. 16	Regionaler Vergleich der mittleren Quarz-Korngrößen und des Quarz-Gehaltes	41
Fig. 17	Breccien-Profil Turren, Wilerhorn-Gebiet	42
Fig. 18	Angeschliffene Wang-Breccie	43
Fig. 19	Transport der Breccien-Komponenten gegen Süden. Beziehungen der Komponenten-Zusammensetzung der Wang-Breccie (W_{br}) zur Unterlage	43
Fig. 20	<i>Lituola grandis</i> (REUSS), isolierte Form aus der Basis der Wang-Formation am Regenboldshorn	53
Fig. 21	<i>Lituola grandis</i> (REUSS), Äquatorialschnitte aus Dünnschliffen; Chlingenstock, Frohnalpstock-Gebiet	54
Fig. 22	<i>Jereminaella pfenderae</i> (LUGEON), Serpuliden-Kolonie auf angewitterter Oberfläche von Wang-Kalk; Prabé, nördlich von Sion	56
Fig. 23	<i>Pachydiscus robustus</i> , Maastrichtian-Ammonit aus den Wang-Schichten südlich Fuederegg, Obere Sihltaler Alpen	57
Fig. 24	Verbreitung der planktonischen Foraminiferen und Globotruncanen-Zonen; Profil Wangflue	58
Fig. 25	Verbreitung der planktonischen Foraminiferen und Globotruncanen-Zonen; Profil Wangrüns-Seebli	59
Fig. 26	Verbreitung der planktonischen Foraminiferen und Globotruncanen-Zonen; Profil Seeblistöckli (Fortsetzung des Profils Wangrüns-Seebli)	60
Fig. 27	Verbreitung der planktonischen Foraminiferen und Globotruncanen-Zonen; Profil Schülberg, Obere Sihltaler Alpen	60
Fig. 28	Verbreitung der planktonischen Foraminiferen und Globotruncanen-Zonen; Profil Fidisberg, Obere Sihltaler Alpen	61
Fig. 29	Verbreitung der planktonischen Foraminiferen und Globotruncanen-Zonen; Profil Rotwand, Obere Sihltaler Alpen	62
Fig. 30	Verbreitung der planktonischen Foraminiferen und Globotruncanen-Zonen; Profil Matschels bei Fraxern, Vorarlberg	63
Fig. 31	Verbreitung der planktonischen Foraminiferen und Globotruncanen-Zonen; Profil Schnepfegg, Vorarlberg	64
Fig. 32	Verbreitung der planktonischen Foraminiferen und Globotruncanen-Zonen; Profil Kleines Melchtal, beim Zollhaus Giswil	65
Fig. 33	Verbreitung der planktonischen Foraminiferen und Globotruncanen-Zonen; Profil Chruterenbach, westlich der Giswiler Stöcke	66
Fig. 34	Verbreitung der planktonischen Foraminiferen und Globotruncanen-Zonen; Profil Wilerhorn am Rothornweg	67
Fig. 35	Verbreitung der planktonischen Foraminiferen und Globotruncanen-Zonen; Profil Turren, Wilerhorn-Gebiet	68
Fig. 36	Verbreitung der planktonischen Foraminiferen und Globotruncanen-Zonen; Profil Wilerhorn	69
Fig. 37	Regionaler Altersvergleich der Wang-Formation	70
Tabellen		
Tab. 1	Charakterisierung der wichtigsten Gesteinstypen	28
Tab. 2	Schwerermineral-Vergesellschaftung von Proben des Profils Wangflue	32
Tab. 3	Daten zur Ökologie der Foraminiferen-Faunen	72
Tab. 4	Sedimentationsraten der zonierbaren Profile der Wang-Formation	77
Tafeln		
Taf. I-VIII	Phototafeln	
Taf. IX	Ablagerungsraum, Unterlage, Kontaktverhältnisse und Alter der tiefsten Wang-Schichten	

Einleitung

Geologische Übersicht

Die Wang-Formation findet sich in den Helvetischen Alpen zwischen Kreide- und Tertiär-Formationen und tritt in den höchstgelegenen tektonischen Einheiten des Helvetikums s.s. und den ursprünglich nördlich gelegenen Teilen des Ultrahelvetikums auf: Wildhorn-Drusberg-Säntis-Decke, Innere Einsiedler Schuppenzone, Schuppenzone von Wildhaus, Plaine Morte- und Mont Bonvin-Decke. Zudem enthalten einige Kreide-Tertiär-Schuppen des Blattengrat-Komplexes im früh abgeglittenen und eingewickelten Glarner Flysch noch bedeutende Anteile der Wang-Formation.

Im durch geometrische Abwicklung und Kombination von tektonischen Einheiten rekonstruierten Ablagerungsraum der helvetischen Sedimente zeigt sich, dass die Wang-Formation nur am Südrand entwickelt ist. Die weltweit beobachtete stratigraphische Diskontinuität mariner Sedimentation an der Kreide/Tertiär-Wende ist im Helvetikum durch einen Sedimentationsunterbruch dokumentiert, welcher im nördlichen Ablagerungsraum einer Emersion mesozoischer Schichten mit nachfolgender Tertiär-Transgression zuzuschreiben ist. Im südlichen Helvetikum nimmt durch das Auftreten der oberkretazischen Wang-Formation die genannte Schichtlücke zeitlich ein minimales Ausmass an. Die oberste Kreide (*Globotruncana mayaroensis*-Zone) konnte in der Wang-Formation nachgewiesen werden, während jedoch tertiäre Wang-Sedimente nicht gefunden werden konnten. Im Kontakt zu den Tertiär-Formationen tritt die erwähnte Schichtlücke der Kreide/Tertiär-Wende auf, wobei eine Emersionszone mit transgredierenden Nummulitenschichten von einer Zone submarinen Sedimentationsunterbruchs mit den Globigerinenmergeln ähnlichen Fliegenspitz-Schichten (S.8) und Flysch unterschieden werden kann.

Die Wang-Formation lagert in ihrem östlichen Verbreitungsbereich konkordant und ohne Sedimentationsunterbruch auf der älteren Amdener Formation. In ihrem westlichen Verbreitungsbereich ist jedoch diskordante Auflagerung auf ältere helvetische Formationen und eine gegen Süden sich vergrössernde Schichtlücke unter der Wang-Formation zu beobachten. Interessant ist der Nachweis submariner Entstehung der im Südwesten auftretenden basalen Wang-Breccie. Fazies-Analysen weisen als Ablagerungsraum der Wang-Sedimente auf den äussersten Schelf und den oberen Kontinentalabhang hin.

Die Wang-Formation

Die dunkelgrauen bis schwärzlichen, sandigen Schieferkalke und Kalke der «Wang-Schichten» bilden im helvetischen Schichtverband vom Berner Oberland bis ins Vorarlberg eine deutlich abgrenzbare, selbständige lithologische Einheit und werden demzufolge als Wang-Formation bezeichnet.

Normalstratigraphisch werden die Wang-Schieferkalke von Mergeln der Amdener Formation campanen Alters unterlagert. In der Zentralschweiz und in den Berner Alpen wird eine basale Diskordanz und eine Auflagerung von Wang-Sedimenten auf gegen Süden sukzessiv ältere helvetische Formationen beobachtet.

Über die Wang-Formation können Sedimente des Oberpaleozäns und des unteren und mittleren Eozäns (Nummulitenschichten, Fliegenspitz-Schichten und Flysch) liegen. Das Alter der Wang-Formation wurde biostratigraphisch als Obercampanian bis Obermaastrichtian bestimmt.

Die Fliegenspitz-Schichten

Am Fliegenspitz bei Amden, im Glarner Flysch, im Vorarlberger Helvetikum und im Wilerhorn-Gebiet treten dunkelbraune bis grauschwarze Mergel des Alttertiärs auf, welche lithologisch der oberkretazischen Wang-Formation sowie auch den obereozänen Globigerinenmergeln nahe stehen und von früheren Autoren häufig als alttertiäre Wang-Schichten bezeichnet wurden (KRAUS 1932, OBERHAUSER 1958, HERB 1962, MOHLER 1966). Infolge der nicht eindeutigen Formationszugehörigkeit und aufgrund der festgestellten Altersunterschiede zur definierten Wang-Formation wurde für diese alttertiären wangähnlichen Mergel gemäss ihrem Vorkommen am Fliegenspitz bei Amden (Lagenmergel, HEIM 1910) die neue, informelle Bezeichnung Fliegenspitz-Schichten eingeführt.

Im Fauneninhalt der Fliegenspitz-Schichten treten Foraminiferen des Maastrichtian zusammen mit solchen des Paleozäns und Eozäns auf, was auf eine mehrmalige Resedimentation hinweist. Am Wilerhorn sind die jüngsten Foraminiferen der Fliegenspitz-Schichten Mitteleozän, am Fliegenspitz und an der Näserina Paleozän. Die oben beschriebene Lithologie und die Maastrichtian-Fauna machen eine Aufarbeitung von Wang-Sedimenten wahrscheinlich.

Als obere Altersgrenze für die Fliegenspitz-Schichten können die lokal ungestört auflagernden spätpaleozänen bis eozänen Nummulitenschichten (Ostschweiz) und die obereozänen Globigerinenmergel (Wilerhorn-Gebiet) betrachtet werden.

Erforschungsgeschichte

ARNOLD ESCHER VON DER LINTH (1807–1872) hinterliess der nachkommenden Geologen-Generation eine reiche Sammlung an Feldbuchnotizen, Profilskizzen, Bergansichten und Kartenentwürfen. Über die Wang-Formation findet sich in seinen Feldbüchern erstmals im Jahre 1853 eine kurze Notiz, worin er die Gesteine des Schülbergs im oberen Sihl-Gebiet als «dunkelgraue, ziemlich feste Kalkschiefer» beschreibt. Weiter schreibt er in dieser Notiz: «Diese grauen und schwärzlichen Schiefer sind ohne Zweifel ident den ähnlichen südlich vom Roggenstock. Repräsentiren das Dainen?» Später spricht ESCHER in seinen Aufzeichnungen häufig von «Schülbergschiefern», «Sevelenschiefern», und «Wangschiefen». Die erste publizierte Mitteilung über die Wang-Formation erschien im Jahre 1868 in den «Verhandlungen der naturforschenden Gesellschaft». Darin beschrieb ESCHER das Gestein als schwärzliche Schieferkalke, die er vor allem in den Sihltaler Alpen südlich Einsiedeln und im St.Galler Rheintal beobachtete. Der Name «Wangschichten» wurde gemäss einer Mitteilung ESCHERS in BERNHARD STUDERS «Index der Petrographie und Stratigraphie» im Jahre 1872 erstmals verwendet. Als Alter der Formation wurde aufgrund von Inoceramen Oberkreide angegeben.

KAUFMANN spricht in seiner Publikation des Jahres 1872 über das Rigi- und Molassegebiet von der Wang-Formation als «Inoceramenschichten». Im Auftrag der Schweizerischen Geologischen Kommission führte er nach Eschers Tod unter Verwendung seines Nachlasses die Kartierung der Gebiete Schwyz und Zug für die geologische Karte der Schweiz 1:100 000 weiter. Dazu erschienen im Jahre 1877 der Beitragsband «Kalkstein- und Schiefergebiete der Kantone Schwyz und Zug und des Bürgenstocks bei Stanz». In diesem geologischen Werk gibt KAUFMANN eine ausführliche Beschreibung der Wang-Formation bei der Alp Wang, am Schülberg, Fidisberg und an der Stockfluh in den oberen Sihltaler Alpen. KAUFMANN vertrat bereits die Auffassung, dass sich die Wang-Formation in «allmäligen Gesteinsübergängen und Wechsellagerungen aus dem «Seewerschiefer» (= Amdener Formation) entwickeln». Die «Seewer-Schichten» wurden damals bereits der Oberkreide zugeordnet. Der noch nicht bekannte Schuppenbau an der Stockfluh mit sich wiederholenden «Wang-Schichten» und Nummulitenkalken veranlasste KAUFMANN in der Diskussion der Altersfrage, die Wang-Formation als «Übergangsgebilde» sowohl der Oberkreide als auch dem Eozän zuzuordnen.

Im Jahre 1879 wies VACEK in einer «Localstudie» über die Vorarlberger Kreide auf die Möglichkeit hin, dass die dortigen «Wangschichten» ganz dem Tertiär angehören könnten.

MOESCH (1881) schloss in seiner Bearbeitung des Churfürsten- und Säntis-Gebietes aus dem Vorhandensein von Nummulitenbänken in der Wang-Formation auf Oberkreide bis Eozän.

QUEREAU (1893) erwähnte tektonische Komplikationen, welche an der Stockfluh Wiederholungen von «Wangschichten» und Nummulitenbänken begründen. Nach QUEREAU gehört die Wang-Formation allein dem Senon an, und die Grenze gegen den Nummulitenkalk ist stets scharf. Dieses richtige Erkenntnis in der Altersfrage der Wang-Formation und die Interpretation der beobachteten Wechsellagerung als tektonische Wiederholung von Oberkreide- und Tertiär-Sedimenten in der Inneren und Äusseren Einsiedler Schuppenzone wurde erst 1935 durch die Untersuchungsergebnisse von JEANNET, BUCK & LEUPOLD eindeutig bestätigt.

Zur ungeklärten Altersfrage tauchte nach der Jahrhundertwende das Problem der «Wangtransgression» auf. In der Wang-Formation der Ostschweiz und der Sihltaler Alpen stellten die ersten Forscher stets stratigraphische Übergänge von den damals noch als «Seewerschiefer» beschriebenen Amdener Mergeln in die Wang-Formation fest. Schon KAUFMANN (1886) erwähnte jedoch die diskordante Auflagerung der Wang-Formation auf der normalstratigraphischen Unterlage wie folgt: «Die Wangschichten entwickeln sich in allmäligen Übergängen aus den Seewerschiefern, doch hat man diese Vollständigkeit nur im Kernalgebiet und auf Gummen (Wolfenschiessen), denn anderwärts liegt das Wang auf Neocom, mitunter auf Schrattenkalk».

ARBENZ (1905, 1912) stellte im Frohnalpstock-Gebiet scharfe Grenzen der Wang-Formation zu Senon-Mergeln, Seewer Kalken und Gault-Gesteinen fest. Zwischen Drusberg-Schichten und Wang-Formation beobachtete er eine sichere Winkeldiskordanz.

LUGEON (1908) entdeckte am Cretabessa-Grat, in der Wildhorn-Decke nördlich Sion, die Diskordanz von der Wang-Formation auf ältere Kreide-Schichten. Die gleichen «Transgressionserscheinungen» wurden von BECK (1911) am Brienzer Grat, von LUGEON (1918) im südlichen Rawil-Gebiet, von VONDERSCHMITT (1923) in der helvetischen Unterlage der Giswiler Klippen, von GOLDSCHMID (1924) im Schwalmeren-Gebiet und von FICHTER (1934) im Bauen-Brisen-Gebiet beschrieben.

In vielen weiteren regionalgeologischen Arbeiten finden sich wertvolle Beobachtungen über die Wang-Formation, so in HUGI (1900), BÖHM & HEIM (1909), ARN. HEIM (1910, 1923), MOLLET (1921), OCHSNER (1921), RICHTER (1922, 1924), JEANNET (1923), SCHAAD (1925), MEESMANN (1925), SCHNEEBERGER (1927), KRAUS (1932) und HUBER (1933).

Als erste regionale Untersuchung erschien im Jahre 1936 die Arbeit von ZIMMERMANN: «Zur Stratigraphie der Wangschichten zwischen Rheintal und Thunersee», worin die Lithologie und das Altersproblem eingehend behandelt werden. ZIMMERMANN ordnet die Wang-Formation anhand von Ammoniten- und Foraminiferen-Funden dem Maastrichtian zu. Ein tertiärer Anteil ist nach ihm nicht vorhanden. Als Ursache für die «Transgressionserscheinungen» nimmt ZIMMERMANN eine südhelvetische Schwelle an. Die Wang-Breccie sei das «Basalkonglomerat» einer auf diesen südhelvetischen «Inselrücken» fortschreitenden Transgression.

SCHAUB (1936) studierte die Oberkreide des Rawil-Gebietes und machte wertvolle Beobachtungen zur «Wang-Transgression».

RIEDEL (1940) versuchte im Vorarlberg die Wang-Formation zu datieren und verglich deren «Transgression» mit der norddeutschen Senon-Transgression.

LEUPOLD (1937, 1938, 1942) setzte sich vor allem mit der Gliederung der verschuppten Oberkreide und dem Tertiär des Süd- und Ultrahelvetikums auseinander. Er wies insbesondere auf die fazielle Nachbarschaft zwischen Wang-Formation im Blattengrat-Komplex und gleichaltrigen Bildungen im Ragazer und Sardona-Flysch hin.

Die bisher gründlichste Untersuchung über die Wang-Breccie erschien 1944 von STAEGE: «Geologie der Wilerhorngruppe zwischen Brienz und Lungern». Die Komponenten der Wang-Breccie werden als ausschliesslich aus südhelvetischen Formationen stammend erkannt. Insbeson-

dere beschrieb er auch ganze Schichtpakete von Gault, Seewer und Amdener Formation, die in den Wang-Sedimentationsraum eingegliedert waren.

Die im gleichen Jahr erschienene Arbeit von BOLLI über die «Stratigraphie der oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken» befasst sich ausführlich mit der Klärung der Altersfrage. Danach sollen beträchtliche Anteile der Wang-Formation bereits ins Campanian gehören.

Die Fortschritte der Mikropaläontologie in jüngerer Zeit ermöglichte eine exaktere Auswertung des Fossilinhaltes der Wang-Formation. OBERHAUSER (1958, 1963) fand in den Vorarlberger Wang-Schichten eine Foraminiferen-Fauna des Campanian und Maastrichtian. Auch Paleozän soll in den Wang-Schichten noch vorhanden sein. Zu ähnlichen Schlüssen kam HERB (1962, 1963) in seinen Untersuchungen in der Wildhauser Schuppenzone.

Die bisher reichhaltigste Foraminiferen-Fauna aus der Wang-Formation wurde von MOHLER (1966) in der helvetischen Unterlage der Giswiler Klippen gefunden. Er konnte darin eindeutig oberstes Maastrichtian (*Globotruncana mayaroensis*-Zone) nachweisen.

Seit der zusammenfassenden Arbeit ZIMMERMANN (1936) ergänzten unter anderem folgende regionale Bearbeitungen mit vielen wertvollen Beobachtungen den Wissensstand über die Wang-Formation: JEANNET (1940), BADOUX (1945, 1946, 1963), BENTZ (1948), SODER (1949), FORRER (1949), GIGON (1952), GEIGER (1956), BISIG (1957), RÜEFLI (1959) und WEGMANN (1961).

Problemstellung und Untersuchungsmethoden

Das Ziel der vorliegenden Arbeit besteht in einer Interpretation der Wang-Fazies und einer Untersuchung der stratigraphischen Diskontinuitäten unter und über der Formation (basale Schichtlücke mit Wang-Breccie, Kreide/Tertiär-Grenze) als Rahmenbedingungen für eine paläogeographische und paläotektonische Diskussion.

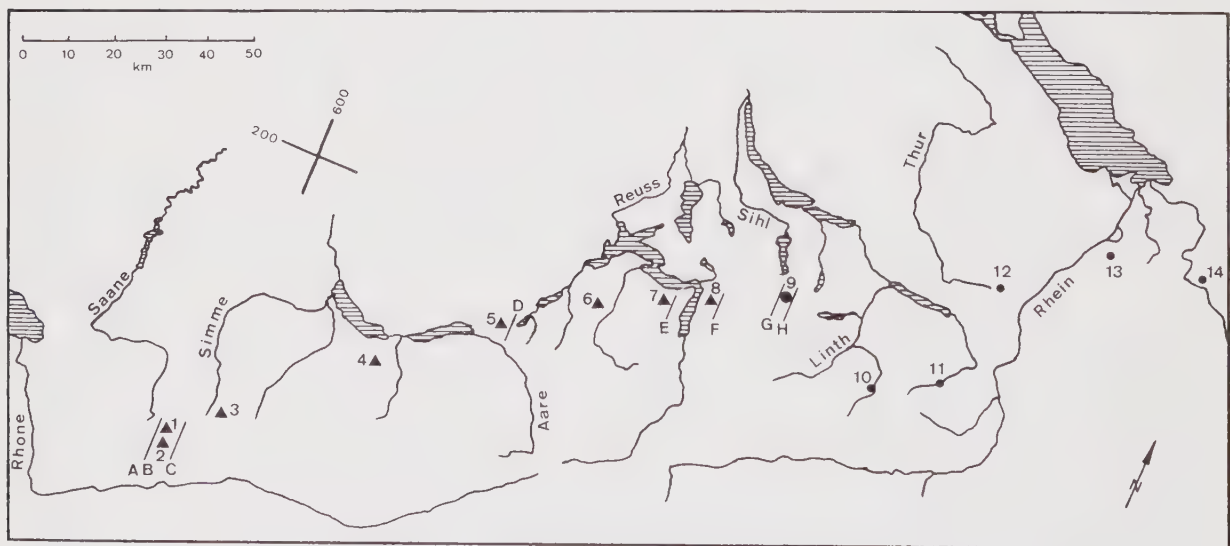


Fig. 1: Geographische Übersicht. A-H = Profilachsen zu Figur 2, S.14/15.

- | | |
|--------------------|----------------------------|
| 1 = Wildhorn | 8 = Frohnalpstock |
| 2 = Cretabessa | 9 = Wangflue |
| 3 = Regenboldshorn | 10 = Elm |
| 4 = Schwalmeren | 11 = Weisstannen |
| 5 = Wilerhorn | 12 = Wildhaus |
| 6 = Gummen | 13 = Matschels bei Fraxern |
| 7 = Schwalmis | 14 = Schnepfegg |

Es werden Methoden der Sedimentologie und Mikropaläontologie angewendet. Vom Berner Oberland bis Vorarlberg wurden 69 Profile und Teilprofile durch die Wang-Formation aufgenommen. Eine geographische Übersicht über das Untersuchungsgebiet gibt Figur 1.

Schon im Felde wurde versucht, eine korrelierbare lithostratigraphische Gliederung der Wang-Formation aufzustellen. Besondere Aufmerksamkeit wurde den Kontaktverhältnissen an der Unter- und Obergrenze geschenkt.

Die Gesamtmenge der gesammelten Handstücke und Proben betrug 750, wovon 335 Dünnschliffe hergestellt und 224 Proben für die Mikropaläontologie geschlämmt wurden. In den Dünnschliffen wurde systematisch der Mineral- und Fossilbestand untersucht. Mit verdünnter Salzsäure angeätzte Dünnschliffe dienten zur Erkennung von Dolomit und Quarz. Das Fluoreszenz-Mikroskop erwies sich für die Unterscheidung von Calcit und Dolomit als nützlich. Schweremineralien wurden in Körnerpräparaten bestimmt.

Die mengenmässigen Anteile der gesteinsbildenden Komponenten wurden im Point-Counter-Verfahren sowie durch Abschätzen an Vergleichs-Schaubildern im Dünnschliff ermittelt. Das methodische Vorgehen erfolgte gemäss den Beschreibungen von MÜLLER (1964), wonach die gezählte Punktzahl mindestens 576 betragen und der Punktabstand sich der durchschnittlichen Korngrösse anpassen sollte. Es wurden alle Komponenten über 20 μ gezählt. Die ermittelten Werte stellen Volumenprozent dar und dienen zur Erfassung der quantitativen Unterschiede in der Zusammensetzung der Gesteinstypen sowie zur Beobachtung von faziellen Veränderungen innerhalb der Formation.

Die Werte des Profils Wangflue (Fig. 8) wurden durch die Point-Counter-Methode bestimmt, währenddem in den übrigen Profilen (Fig. 9–14) die prozentualen Anteile der Komponenten an Vergleichs-Schaubildern abgeschätzt wurden. Um grobe Schätzfehler zu vermeiden, wurden einzelne Werte durch die Point-Counter-Methode nachgeprüft.

Der Karbonatgehalt wurde durch Auswägen des Lösungsrückstandes der Salzsäure-Behandlung bestimmt.

Die Korngrössen-Analyse bezieht sich auf Messungen der Quarz-Korngrössen im Dünnschliff. Zur Ermittlung der mittleren Quarz-Korngrössen wurden 100 Körner längs einer Geraden ausgemessen. Die derart erhaltenen zu kleinen Werte wurden nicht mit Korrektur-Verfahren auf wirkliche Korn-Durchmesser umgerechnet, da vor allem Trends in Zunahme und Abnahme und weniger die tatsächlichen Korn-Durchmesser ermittelt werden sollten. Da übrige Komponenten wie Glaukonit-Körner, Inoceramen-Prismen und andere den Korngrössen des detritischen Quarzes angepasst sind, konnte auf eine nach Komponenten aufgeteilte Korngrössen-Analyse verzichtet werden.

Die mikropaläontologischen Untersuchungen erfolgten einerseits an Schlämmpuben und andererseits an Dünnschliffen. Der grösste Teil der lithologischen Typen liess keine Aufbereitung mit Schlämmethoden zu, so dass auf jeden Fall Dünnschliffe angefertigt werden mussten. Für die mikropaläontologische Auswertung mussten also beide Methoden kombiniert werden. Auf diese Weise erfolgte zum Beispiel die Bestimmung der biostratigraphisch wichtigen planktonischen Foraminiferen der Gattung *Globotruncana* CUSHMAN (1927). Einige isolierte Sandschaler erforderten zur exakten Bestimmung die Herstellung von Einzelschliffen (zum Beispiel *Lituola grandis*, *Ataxophragmium*, *Haplophragmoides* u.a.).

Die ökologische Auswertung der Foraminiferen-Fauna basiert hauptsächlich auf der Auszählung der isolierten Fauna in geschlämmten Proben. Im Dünnschliff stehen in den relativ fossilarmen Wang-Gesteinen für die statistische Auswertung zu wenig Individuen zur Verfügung.

Abriss der regionalen Geologie und Verbreitung der Wang-Formation

Alvier-Gebiet und Vorarlberg (Fig. 30 und 31)

Im Gebiet des Säntis und der Churfürsten besteht die mächtig entwickelte Oberkreide auf den Decken-Falten vor allem aus Seewer Kalken und Amdener Mergeln, während die Wang-Formation meistens infolge Abscherung und Schuppenbildung fehlt. Es können daher Wang-Anteile im Verband mit der Hauptdecke von solchen in dislozierter Stellung in den Schuppenzonen unterschieden werden.

Zur südlichen Säntis-Churfürsten-Decke gehört die Wang-Formation bei Sevelen im Rheintal, wo der Geissberg und die Ansa aus diesem Sediment bestehen (BRIEGEL 1972). Im Tobel des Geissbergbaches gehen die oberen Amdener Mergel in eine Wechsellagerung von sandigen Kalkbänklein und -linsen mit dunklen Mergeln über und bilden eine Übergangszone in die Wang-Formation. Darüber folgen Wang-Schiefermergel (W_1) und Wang-Schieferkalke (W_2).

Das Vorarlberger Helvetikum stellt die östliche Fortsetzung der Säntis-Decke und der Schuppenzonen dar. Die Wildhauser Mulde verlängert sich in die Mulde von Fraxern-Bizau. Die Wang-Formation verbleibt auch dort entweder im Verband mit der Hauptdecke oder wurde in die Schuppenzonen verfrachtet. Sie wird normalstratigraphisch von Amdener Mergeln unterlagert, mit welchen sie – wie in der Ostschweiz – durch einen allmählichen Übergang verbunden ist. An der Basis der Wang-Formation kommen typische kieselige Schieferkalke vor. Gegen oben nimmt die Verkiezelung stark ab, und es stehen fossilreiche Kalke und Mergel an. Zwischen der Wang-Formation und den tertiären Einheiten wurde auch im Vorarlberg eine scharfe Grenze beobachtet. So liegen beispielsweise bei Matschels zwischen typischen Wang-Gesteinen und dem eozänen Fraxner Grünsand dunkle glaukonitische Mergel, die Ähnlichkeit mit glaukonitischen Mergeln an der Hohen Kugel aufweisen, welche dort von OBERHAUSER (1958) für oberpaleozäne Wang-Anteile gehalten wurden. Da jedoch stellenweise zur kretazischen Wang-Formation nicht unbedeutende lithologische Unterschiede bestehen und sich die Korrelation mit den gleichaltrigen Schichten des Fliegenspitz bei Amden anbietet, wird die Zugehörigkeit zur Wang-Formation in Frage gestellt (S. 8, 20 und 74).

Obere Sihltaler Alpen (Fig. 2–4, 8, 24–29)

Bei Unteriberg im Tal der Waag sind die nordwärts abtauchenden Falten der Drusberg-Decke eindrücklich aufgeschlossen. Südlich des Schwarzstock-Totenplangg-Gewölbes formt die Drusberg-Decke bei der Wangalp eine flache Mulde, die gegen Süden über die Alp Hesisbol bis zum Sternen-Grat mit Wang-Ablagerungen gefüllt ist. Von den nördlichen Falten ist die Oberkreide und das Tertiär abgesichert worden und liegt nun isoliert von der Hauptdecke in der Inneren Einsiedler Schuppenzone (S. 20). In der Äusseren Einsiedler Schuppenzone fehlt die Wang-Formation, da sie von der oberkretazisch-frühtertiären Erosion vollständig abgetragen wurde, so dass der ursprüngliche Nordrand der Wang-Ablagerung nicht mehr rekonstruiert werden kann. Die paleozänen Lithothamnienkalke transgredieren dort auf santone Amdener Mergel. In der Inneren Einsiedler Schuppenzone (Gschwändstock, Stock, Rotwand) trifft man Mächtigkeiten der Wang-Formation von 30 bis 70 m mit ebenfalls transgressiver Tertiär-Auflage an. Gegen Süden vergrössern sich die Mächtigkeiten von 70 m am Fidisberg, 120 m an der nördlichen Wangflue, bis gegen 170 m in der Gegend Wangruns-Seebli-Fuederegg. Weiter gegen Süden ist eine rasche Mächtigkeitsabnahme zu verzeichnen. Am Sternen-Grat, dem Südrand der Drusberg-Decke, erreicht die Wang-Formation nur noch wenige Meter.

Nördlich des Trittlipasses, an der Wangflue, kann in allen Profilen der allmähliche lithologische Übergang von Amdener Mergeln in wangähnliche Gesteine beobachtet werden. Südlich des Trittlipasses fehlen solche Übergangsentwicklungen, und die Wang-Formation liegt mit scharfer Grenze auf Amdener Mergeln, welche gegen Süden eine Mächtigkeitsreduktion erfahren und am Sternen-Grat unter der Wang-Formation auskeilen. Am Forstberg fehlt auch der Seewer Kalk, so dass die Wang-Formation dort unmittelbar auf der Brisi-Breccie der mittleren Kreide liegt (Fig. 3).

Am Schülberg und Fidisberg sind ebenfalls allmähliche lithologische Übergänge aus Amdener Mergeln in die Wang-Formation entwickelt. Die Wang-Formation besteht am Schülberg aus Schiefermergeln und Schieferkalken. Am Fidisberg kommen im oberen Teil der Formation noch dichte Kalke vor. Am Fidisberg liegen über der Wang-Formation mit scharfem Kontakt Nummulitenkalke.

Frohnalpstock-Gebiet (Fig. 2 und 10)

Südwestlich des Grates First-Drusberg durchschneidet das Muotatal die Drusberg-Decke. Die Wang-Formation kommt erst in den höhergelegenen Gebieten des Frohnalpstocks wieder vor. Dieses Gebiet wird im Norden und im Osten durch das Muotatal, im Süden durch das Riemenstaldertal und im Westen durch den Urnersee begrenzt. Die Drusberg-Decke bildet hier drei Gewölbe: Axenstein-, Frohnalpstock- und Hauserstock-Gewölbe. Südlich des Frohnalpstock-Gewölbes blieben in der Mulde des Furggelipasses Anteile der Wang-Formation erhalten, der grösste Teil liegt jedoch südlich des Hauserstock-Gewölbes, wo sie den Nordabfall des Grates Hauserstock-Chlingenstock-Hengst bilden. Die nördlichsten Wang-Vorkommen des Frohnalpstock-Gebietes liegen in der Mulde des Furggelipasses bei Teufböni mit scharfer Grenze auf Amdener Mergeln. Lithologische Übergänge aus Amdener Mergeln fehlen vollständig, und auch Wang-Schiefermergel (W_1) sind nicht vorhanden. Auf die Amdener Mergel folgen, wie am Sternen-Grat, mit scharfem Kontakt Wang-Schieferkalke (W_2). Östlich von Underbäch trifft man die gleichen Kontaktverhältnisse an. Bei Firenboden keilen die Amdener Mergel in südöstlicher Richtung aus, so dass Wang-Schieferkalke (W_2) auf Seewer Kalk zu liegen kommen. Im ganzen Frohnalpstock-Gebiet entwickelt sich zwischen der Wang-Formation und dem Liegenden gegen Südosten eine immer grösser werdende Schichtlücke. Südöstlich der Linie Chlingenstock-Plangstock bis zum Hengst werden nacheinander Seewer Kalk, Gault und Schrattenkalk dünner und keilen schliesslich aus. Bei der Alp Füdlen folgen Wang-Schieferkalke (W_2) unmittelbar auf Schrattenkalk. Bei Laubgarten hat ARBENZ (1905) erstmals die Wang-Breccie (W_{br}) entdeckt, welche diskordant auf Mergeln der Drusberg-Schichten liegt. Die Wang-Breccie als basale Bildung der Wang-Formation stellt einen Aufarbeitungshorizont der fehlenden Kreide-Schichtglieder dar, deren Komponenten hauptsächlich aus Seewer Kalcken und Gault-Gesteinen bestehen. Im Profil Underbäch (Fig. 10) kommt nördlich Pt. 1718, ähnlich wie an der Wangflue ein dünngebankter Wang-Kalk vor, der jedoch sandhaltiger und fossilärmer ist. Darüber folgt ein mergeliger Kalkschiefer (ähnlich Seeblistöckli, S. 23), der im Chruterenwald von Nummulitenkalk überlagert wird. Die gleichen Kalkschiefer stehen auch am Chlingenstock an, an dessen Osthang der von ZIMMERMANN (1936) beschriebene fossilreiche, glaukonitische Wang-Kalk eingelagert ist.

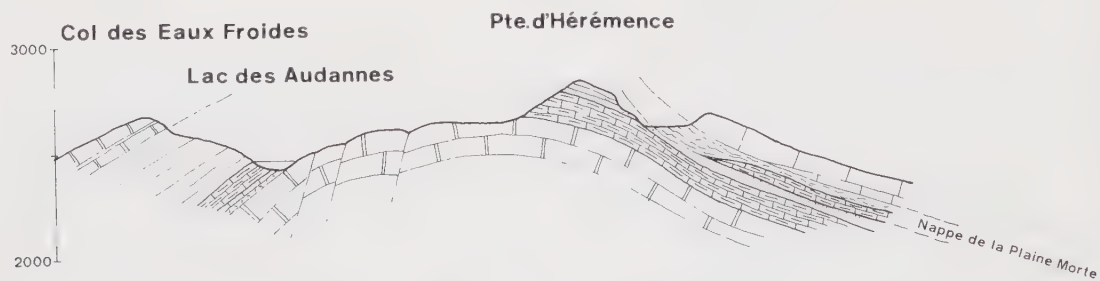
Von ARBENZ (1905) wurden im Seewer Kalk des Frohnalpstock-Gebietes alte Verwerfungen erwähnt. Die schwer abschätzbare Mächtigkeit der Wang-Formation beträgt bei Underbäch bis zum Grat nördlich Pt. 1718 etwa 130 m. Bis zum Nummulitenkalk bei Metzg kommen weitere 40–50 m dazu, so dass mehr als 170 m erreicht werden. Am Chlingenstock dürfte die Mächtigkeit noch grösser sein.

NW

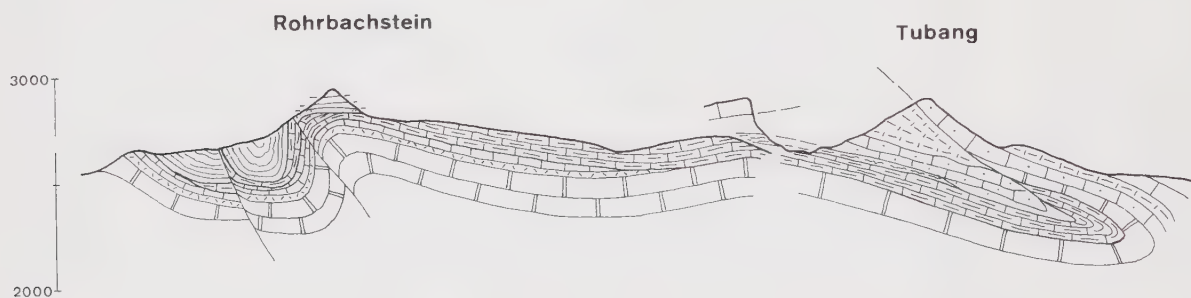
SE



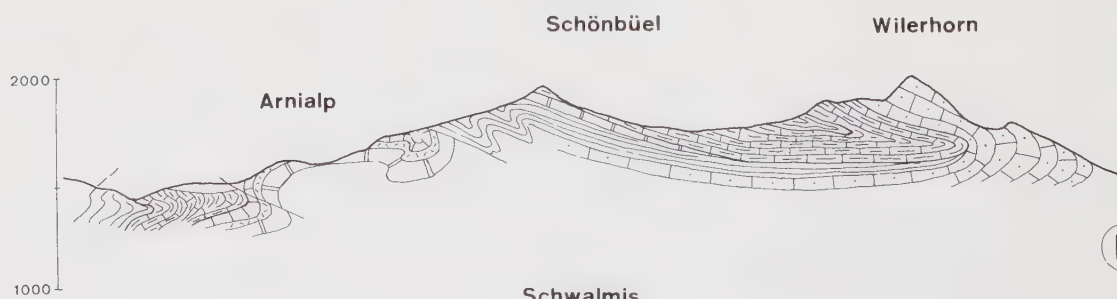
A



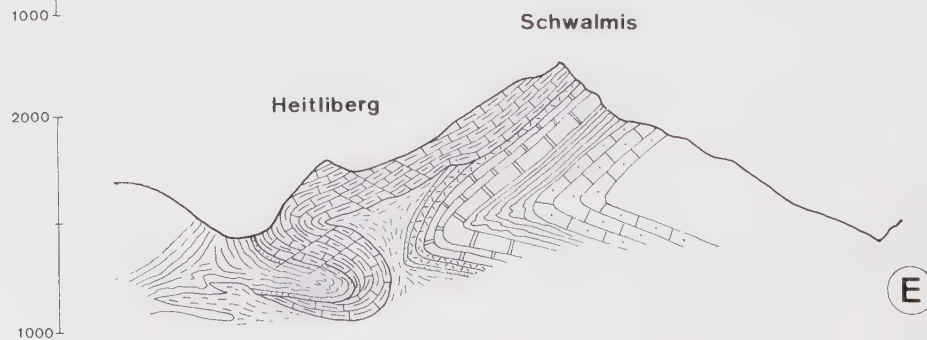
B



C



D



E

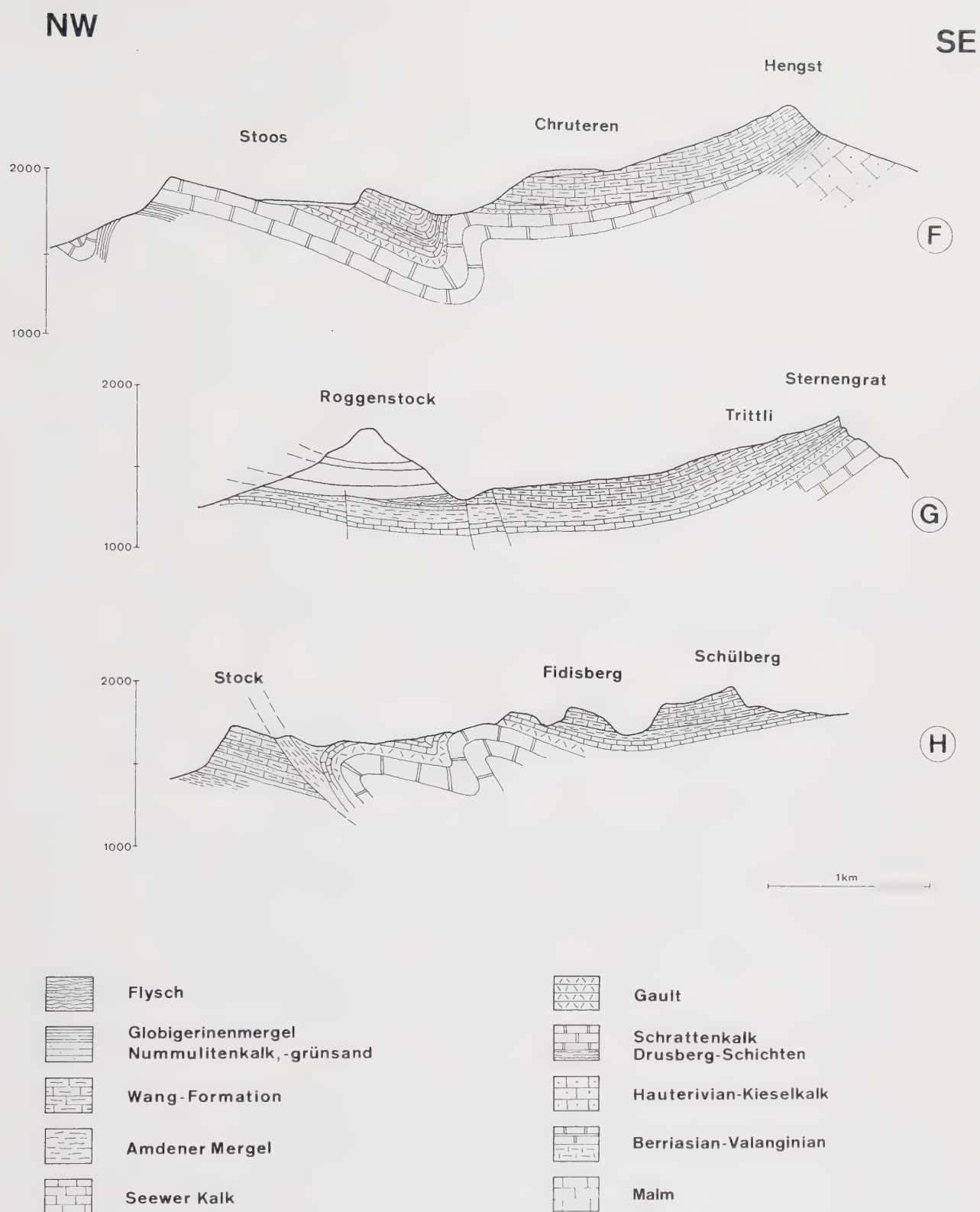


Fig. 2: Querprofile durch die südliche Wildhorn-Drusberg-Decke. Die Wang-Formation liegt diskordant und mit sich gegen Süden vergrößernder Schichtlücke auf ihrer Unterlage. Profilachsen A-H siehe Figur 1, S.10. Gezeichnet nach ARBENZ 1905, LUGEON 1918, VONDERSCHMITT 1923, FICHTER 1934, JEANNET 1940, BADOUX 1946 und eigenen Aufnahmen.

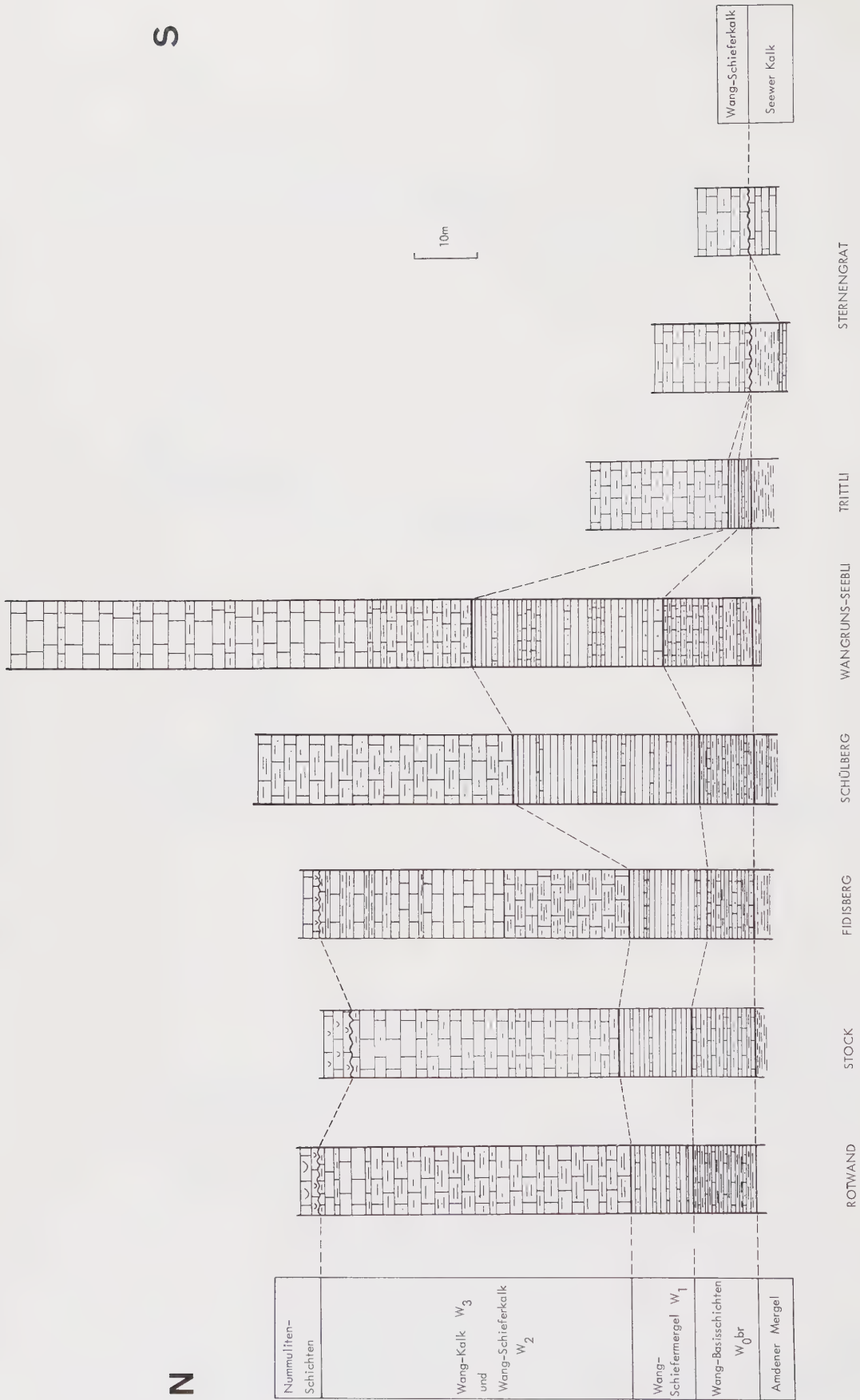


Fig. 3: Lithostratigraphische Korrelation der Wang-Formation in den oberen Sihlaler Alpen; Entwicklung der basalen Schichttlücke.

Bauen-Schwalmis-Gebiet (Fig. 2 und 11)

Zwischen Urner See und Engelberger Aa baut die Drusberg-Decke mit drei Gewölben die Bauen-Brisen-Gruppe auf. Die Wang-Formation kommt in der Oberbauen-Falte und im südöstlichen Teil der Niederbauen-Falte vor. Die nördlichsten Wang-Vorkommen liegen am Fulberg nördlich des Oberbauenstockes. Gegen Westen lassen sie sich bis zum Wandeli im hintersten Choltal gut verfolgen. Am Heitliberg verbinden sich die Wang-Anteile des Verkehrtsschenkels der Niederbauen-Falte mit denjenigen des Normalschenkels der Oberbauen-Falte des Schwalmis. Gegen Westen finden wir die Wang-Formation bis in die Gegend des Bärfallenpasses.

In nördlichen Gebieten liegt die Wang-Formation mit scharfer Grenze auf Amdener Mergeln. Der untere Teil der Formation wird aus wechselnden Lagen von schwarzen, schiefrigen Mergeln und schiefrigen Sandkalken gebildet. Im Kontaktbereich zu den Amdener Mergeln können die schiefrigen Wang-Mergel (W_1) den Amdener Mergeln sehr ähnlich sehen. ZIMMERMANN (1936) sah in den unteren 32 m der Wang-Schichten am Fulberg ein «flyschähnliches» Gestein und stellte Verbindungen zu basalen Übergangsbildungen an der Wangflue her. Es handelt sich jedoch nicht um typische übergangsbildende Wang-Basisschichten (W_0b) (vgl. S.23). Auf die basalen schiefrigen Wang-Mergel (W_1) am Fulberg folgen 30 m kieselige Schieferkalke (W_2). Darüber liegen 40 m Wang-Kalke (W_3), die von transgressivem Alttertiär-Quarzit überlagert werden.

Am Nordabhang des Schwalmis vergrößert sich die Schichtlücke zwischen der Wang-Formation und ihrer Unterlage sukzessive gegen Süden, indem nacheinander der Seewer Kalk, die Brisi-Breccie und die Grünsande des Gault auskeilen. Auf der Südseite des Schwalmis liegt die Wang-Formation direkt auf Schrattenkalk. Die Diskordanzwinkel betragen 8–12°. Eine Wang-Breccie fehlt. Die Mächtigkeit der Wang-Formation nimmt von 100 m am Fulberg bis über 250 m am Schwalmis zu.

Gummen-Kernalp-Gebiet

Westlich des Bärfallenpasses keilt die Wang-Formation aus und setzt erst über dem Tal der Engelberger Aa am Gummen-Grat wieder ein, wo die Falte des Eggwaldes der Oberbauen-Falte entspricht. Vom Vorder Gummen lässt sich die Wang-Formation in südwestlicher Richtung über Eggwald, Oberalp und Egg bis zum Gräfimattnollen verfolgen. Die Wang-Formation wird im ganzen Gebiet des Gummen-Grates und der Kernalp von Amdener Mergeln unterlagert, wobei die Grenze zwischen beiden Formationen immer scharf ist. Auf die Amdener Mergel folgt ein kompakter kieseliger Wang-Kalk, welcher zahlreiche Inoceramen und Serpuliden enthält und lithologisch mit dem Wang-Kalk (W_3) im oberen Teil des Profils an der Wangflue vergleichbar ist. In den oberen Schichten des Wang-Kalkes kommen mikrofossilreiche mergelige Zwischenlagen vor. Das transgressive Tertiär besteht am Gummen aus Lithothamnienkalken.

Kleines Melchtal (Fig. 32)

Im Gebiet des Melchtals und der Sachseler Berge fehlt die Wang-Formation. Erst im Kleinen Melchtal zwischen Giswil und Obstocken tritt sie wieder auf. Die westliche Fortsetzung der Falten des Bauen-Brisen-Gebietes lässt sich in den steilen Melchaa-Tälern verfolgen. Das Gewölbe im Kleinen Melchtal bei Enetstocken entspricht der Niederbauen-Falte (BENTZ 1948). Vor dieser Falte liegt die Wang-Formation bei Obstocken, oberhalb des Zollhauses Giswil und im Kleinen Melchtal zwischen Enetstocken und Bärfallen. Die Wang-Anteile glitten auf den liegenden Amdener Mergeln von höher gelegenen Falten ab und wurden in sich stark verfaltet und verschuppt. Oberhalb des Zollhauses treten zwei Schuppen, bestehend aus Amdener Mergeln, Wang-Kalken und Lithothamnienkalken, auf. Der Kontakt zwischen Tertiär und Wang-Formation ist hier trotz der Ver-

schuppung normal. Der Wang-Kalk ist lithologisch gleich ausgebildet wie am Gummen-Grat, und es kommen in den oberen Partien desselben ebenfalls faunenreiche mergelige Partien vor. Über die Kontaktverhältnisse zu den Amdener Mergeln lässt sich infolge der tektonisch gestörten Lage nichts Konkretes aussagen.

Unterlage der Giswiler Stöcke, Wilerhorn und Brienzer Grat (Fig. 2, 4, 12, 17, 33–36)

Die Drusberg-Decke bildet die Unterlage der Giswiler Klippen nordwestlich des Lungernsees. Die Stirnfalte bei der Mittleren Arni-Alp entspricht der Niederbauen-Falte. Das südlich anschliessende Gewölbe lässt sich bei der Schinteflue erkennen. Der Normalschenkel dieser Falte kann bis zum Wilerhorn verfolgt werden, wo er zu einer Mulde umbiegt. Die Stirnfalte der Wildhorn-Drusberg-Decke von Arni-Alp setzt sich gegen Südwesten zum Brätterstock und in den Brienzer Grat bis Harder oberhalb Interlaken fort. In der Waldemme bei Arnizufucht und im Chruterenbach bildet die Wang-Formation zusammen mit den Stad-Schiefern das Stirngewölbe der Drusberg-Decke. Gegen Osten verschwindet die Wang-Formation unter den Klippen der Rossflue und der Giswiler Stöcke und kommt im Riebenwald und bei Schinteflue wieder zum Vorschein. Südlich des Stellenen-Grates von Dundel über Breitenfeld bis zum Wilerhorn bildet die Wang-Formation die Wilerhorn-Falte als viertes, südlich an die Oberbauen-Falte anschliessendes Gewölbe. Damit dringt hier die Verbreitung der Wang-Formation innerhalb des Helvetikums s.s. bezüglich der NE-SW-Streichrichtung am weitesten gegen Südosten vor. Westlich der Arnialp ist die Wang-Formation vom Brätterstock über Tannhorn, Augstmatthorn bis Harder wesentlich am Bau des Brienzer Grates beteiligt.

Die Unterlage der Wang-Formation wird im Norden von Seewer Kalken gebildet. Amdener Mergel fehlen in normalstratigraphischer Abfolge. Südwestlich von Hoch Gumme jedoch sind sie, zusammen mit Gault, Seewer Kalk und Choltal-Schichten, als Pakete in den ältesten Anteilen der Wang-Formation zu finden (STAEGER 1944, OBERHÄNSLI-LANGENEGGER 1978).

Die Schichtlücke in der Unterlage der Wang-Formation vergrössert sich wie in den anderen Gebieten sukzessive gegen Südosten. Nördlich der Schinteflue liegt Wang-Schieferkalk (W_2) auf Seewer Kalken, welche gegen Süden bald auskeilen, so dass im Buechholz schieferiger Wang-Kalk auf Gault liegt. Bei Dundelalp steht die Wang-Formation mit 0,5 m basaler Breccie zum Schrattenkalk im Kontakt. Die Mächtigkeit der Breccie nimmt gegen Südosten rasch zu und beträgt am Turren über 20 m. Noch imposanter entwickelt sich die Schichtlücke im Querprofil von Schönbüel über die Alp Breitenfeld zum Wilerhorn, wo im Verkehrtchenkel der Wildhorn-Mulde mehr als 20 m Wang-Breccie (W_{br}) auf Hauterivian-Kieselkalk liegt. Am Brätterstock stehen kieselige Wang-Kalke mit Gault-Gesteinen im Kontakt. Am ganzen Brienzer Grat bilden abwechselnd obere bis mittlere Kreide-Schichtglieder das Liegende der Wang-Formation.

Am Wilerhorn lässt sich die Wang-Formation in Breccien, Kalke und Schieferkalke gliedern. Auf der Alp Breitenfeld besteht sie vor allem aus kieseligen Kalken und sandigen Schiefermergeln. Im Gebiet der Dundelalp und des Turren liegen über der Wang-Breccie dichte Kalke und Schieferkalke. Bei der Schinteflue folgen analoge Kalke und Schieferkalke auf Seewer Kalk und Gault. Bei Arni und im Chruterenbach können Schieferkalke und Kalke mit mergeligen Zwischenlagen unterschieden werden. Gegen Westen kommen am ganzen Brienzer Grat dichte Kalke und Schieferkalke vor. Die lithologische Abfolge erweist sich im ganzen Gebiet des Wilerhorns und des Brienzer Grates als korrelierbar und kann auch mit dem Typusgebiet der Wang-Formation an der Wangflue und am Seeblistöckli verglichen werden.

Die Wang-Formation wird im Gebiet des Brienzer Grates von transgressivem Tertiär überlagert. Am Wilerhorn und im Chruterenbach treten über Wang-Kalk die Fliegenspitz-Schichten auf (S. 8), die hier im Eozän beginnen. Am Wilerhorn beträgt die Mächtigkeit der Wang-Formation 80 bis 110 m. Am Brienzer Grat, vor allem am Augstmatthorn, steigt die Mächtigkeit auf über 150 m, im Osten bei Schinteflue sogar bis gegen 200 m.

Schwalmeren

Am Därligen-Grat, der südwestlichen Fortsetzung des Brienzer Grates, fehlt die Wang-Formation. Erst an der Schwalmeren ist sie wieder vorhanden. Die Morgenberghorn-Falte lässt sich mit der Harder-Falte korrelieren, und die Mulde an der Schwalmeren entspricht der Wilerhorn-Mulde. Die Wang-Formation steht hier im Kontakt mit den Drusberg-Schichten. Am Nordgrat der Schwalmeren kommt eine Wang-Breccie vor, die bis 12 m mächtige Blöcke der fehlenden Schichtglieder enthält (GOLDSCHMID 1924).

Wildstrubel – Plaine Morte und Cretabessa (Fig. 2, 13 und 14)

Westlich der Schwalmeren und des Kandertales enthält die Wildhorn-Decke erst wieder im Gebiet des Wildstrubels, der Plaine Morte und an der Cretabessa obere Kreide. Die Falte des Morgenberghorns wird über Dreispitz und Lohner mit der Wildstrubel-Falte parallelisiert, welche sich gegen Südwesten über den Col de la Plaine Morte, Wetzsteinhorn und Six des Eaux Froides bis zum Sex Noir verfolgen lässt. Die nördlich anschliessende Rawil-Mulde ist vom Ammertengrat, im hintersten Engstligental, über den Rawilpass bis ins Gebiet von Les Audannes, südlich des Wildhorns ausgebildet. Der Südschenkel der Wildhorn-Falte streicht im Gebiet des Schwarzhorns, am Südrand des Wildstrubel-Gletschers, in die Luft hinaus und bildet den Südrand der Wildhorn-Decke. Weiter westlich, am Tubang, südlich des P^t de la Plaine Morte, biegt der gleiche Südschenkel zur Synklinale des Prâbé um.

Gegen Norden reicht die Verbreitung der Wang-Formation bis in die Rawil-Mulde: vom «Rawilseeleni» bis zum Lac des Audannes. Die Hauptmasse der Formation bildet die Südflanke der Wildstrubel-Falte vom Schneehorn bis zur Plaine Morte. Die mächtige Wang-Formation am P^t d'Hérémence und am Sex Noir ist Bestandteil der Wildhorn-Falte. Im Süden keilt die Wang-Formation im Verkehrtchenkel der Prâbé-Synklinale am Tubang, beim La Dent und am Prâbé aus. Am Weg zur Wildstrubelhütte kann bei den «Rawilseeleni» das nördliche Auskeilen der Wang-Formation beobachtet werden, welche hier auf Choltal-Schichten (OBERHÄNSLI-LANGENEGGER 1978) und Amdener Mergeln liegt, mit denen sie stellenweise intensiv verschuppt und verfaltet sind. Etwas nördlicher transgredieren Discocyclinen-Sandkalke unmittelbar auf Amdener Mergel. Gemäss den Beobachtungen von T. Lauber (unpubl.) kommen hier in den oberen Amdener Mergeln wangähnliche Linsen vor. Doch handelt es sich nicht wie an der Wangflue in den oberen Sihltaler Alpen um übergangsbildende Wang-Basisschichten (*W₀b*). Südlich davon folgen, westlich des Glacier de la Plaine Morte, auf Seewer Kalk 30 m Wang-Schiefermergel und Wang-Kalke. Die Mächtigkeit der Wang-Formation steigt gegen die Flanke des ultrahelvetischen P^t de Vatseret auf 70 m an. Hier keilen die Seewer Kalke südwärts aus. Am Westrand der Plaine Morte bis südwestlich des P^t de la Plaine Morte liegt die Wang-Formation auf Gault-Schichten. Südlich Luton in der Plaine Morte reicht die Schichtlücke bis zum Schrattenkalk hinunter.

Am Lac des Audannes sind 25 m kieselige Wang-Schieferkalke mit Seewer Kalk verbunden. Das nördliche Auskeilen kann hier nicht beobachtet werden. Am P^t d'Hérémence stehen über 200 m Wang-Schichten an, und am Pas de Maimbré, im Quellbach der Sionne, liegen kieselige Wang-Schieferkalke ohne basale Breccie auf Schrattenkalk. Am Grat des Sex Noir, der Cretabessa und des Prâbé kann die sich gegen Süden vergrössernde Schichtlücke zwischen der Wang-Formation und ihrer Unterlage schön verfolgt werden. Die Wang-Breccie liegt in der Prâbé-Synklinale auf Barremian (BADOUX 1946). Am Schneehorn ist im Südschenkel der Wildstrubel-Falte eine Wang-Breccie mit Schrattenkalk-Komponenten vorhanden (FURRER 1939). Andernorts, zum Beispiel am Drahin, konnten ganze Urgon-Pakete (bis 2 m Mächtigkeit) in schiefrigem Wang-Kalk gefunden werden. Über der Wang-Formation liegt in den Nordgebieten transgressiv Discocyclinenkalk, während in den südlichen Gebieten das Tertiär fehlen kann.

Meistens gelingt es, die Wang-Formation auch im Rawil-Gebiet in korrelierbare Schichtglieder aufzuteilen. Zuunterst liegen 10–40m schiefrige Kalkmergel, und darüber folgen bis 150m dünngebankte kieselige Schieferkalke mit serpulidenreichen dichten Kalken. Diese Zweigliederung lässt sich im Gebiet vom Wildstrubel bis zum Prâbé durchgehend vornehmen. Mehr Mühe bereitet die lithologische Korrelation mit dem Brienzer Grat- und Wilerhorn-Gebiet. Die untere schiefrige Partie könnte am ehesten den Wang-Schieferkalken des Wilerhorn-Gebietes, die obere kalkige Partie dem Wang-Kalk entsprechen.

Die Wang-Formation der Wildhorn-Decke zeigt eine tektonische Beanspruchung, wie sie im Osten nicht vorkommt. Häufig sind karbonatische Komponenten rekristallisiert, und Mikrofossilien sind äusserst selten erkennbar. Dies mag mit der komplexen tektonischen Geschichte, der Platznahme des Ultrahelvetikums und der Préalpes, zusammenhängen.

Einsiedler Schuppenzone (Fig. 2, 3 und 29)

In den nördlichen Teilen der Drusberg-Decke der Schwyzer Alpen fehlen die Oberkreide und das Tertiär. Diese Schichten glitten von ihrer normalstratigraphischen Unterlage ab und liegen nun zusammengehäuft in der Einsiedler Schuppenzone. Wang-Anteile finden sich in der unmittelbar der Hauptdecken-Stirn vorgelagerten Inneren Einsiedler Schuppenzone: Rotwand – Chli Mutzenstein, Stock, Gschwändstock und Haggenegg. Diese Wang-Schichten schliessen gemäss Mächtigkeiten, Ausbildung und Schichtfolge nördlich an den Fidisberg an (vgl. S.12 und Fig.3). Auf Amdener Mergel folgen ebenfalls Wang-Basisschichten, Schiefermergel, Schieferkalke und Kalke.

Wildhauser Schuppenzone und Fäneren-Unterlage

Nördlich von Sevelen ist in der Säntis-Churfürsten-Decke die Wang-Formation nicht mehr vorhanden. Die Komplexe der Schuppenzonen am Blattengrat, von Wildhaus und an der Fäneren werden als tektonische Anhäufungen des ursprünglich in der Säntis-Decke beheimateten Kreide-Tertiär-Anteils betrachtet. In der Wildhauser Schuppenzone finden sich bedeutendere Wang-Vorkommen im Schutzgonten, am Sommerichopf, bei Sax und in der Gegend von Kobelwald westlich Oberriet. In der Unterlage der Fäneren, nördlich der Hoh Kasten-Falte, sind ebenfalls Wang-Anteile vorhanden. Die Wang-Vorkommen in der Wildhauser Schuppenzone wurden von HERB (1963) eingehend untersucht. Am Sommerichopf bei Gams beobachtet man eine ungestörte Abfolge von Amdener Mergeln, Wang-Basisschichten und Wang-Schiefern, welche transgressiv von Nummuliten-Grünsanden überlagert werden. Die Beobachtungen von HERB (1963), wonach die Wang-Formation der Wildhauser Schuppenzone durchwegs mit lithologischen Übergängen aus den Amdener Mergeln hervorgeht, werden hier bestätigt. Über den übergangsbildenden Wang-Basisschichten am Sommerichopf folgen kieselige Wang-Schieferkalke. Häufig bestehen die kleineren Wang-Schuppen aus mergeligen Wang-Kalken.

In der westlichen Fortsetzung der Wildhauser Schuppenzone kommen am Fliegenspitz die sogenannten «Lagenmergel» (HEIM 1910) vor, die von verschiedenen Autoren als Wang-Schichten bezeichnet wurden. Eine Überprüfung ergab, dass die gesamte Serie über den Amdener Mergeln ins Paleozän gehört, wie schon HERB (1962) anhand der vorhandenen Globigerinen festgestellt hat. Die Kontaktverhältnisse und das paleozäne Alter würden einer Zuordnung zur Wang-Formation nicht im Wege stehen, doch da zudem lithologische Unterschiede vorhanden sind, werden die «Lagenmergel» des Fliegenspitz von der Wang-Formation abgetrennt (S.8 und 74).

Blattengrat-Komplex (Fig. 9)

Innerhalb der Glarner Flyschmasse stellt der Blattengrat-Komplex, tektonisch zwischen dem autochthon-parautochthonen Flysch und der Basis des Sardona-Flysches gelegen, in stratigraphischer und fazieller Hinsicht ein Äquivalent der helvetischen Schuppenzonen von Einsiedeln und Wildhaus dar. Diese früh abgeglittenen und eingewickelten Oberkreide- und Tertiär-Schichten süd-helvetischer Herkunft enthalten meistens in den höher gelegenen Schuppen Wang-Anteile. Der Blattengrat-Komplex zieht sich von Elm, Raminertal über den Foopass ins Weisstannental (BISIG 1957, RÜEFLI 1959, WEGMANN 1961). Eines der schönsten Profile bei Batöni–Oberlavitina im hinteren Weisstannental zeigt folgende lithologische Abfolge: Amdener Mergel, Wang-Basisschichten, Wang-Schiefermergel und Wang-Schieferkalk mit kieseligen Kalken, worauf Fliegenspitz-Schichten folgen. Die meisten Profile lassen einen lithologischen Übergang aus den Amdener Mergeln erkennen. Bei Näserina, im Weisstannental, liegen auf Amdener Mergeln Wang-Basisschichten, worauf mit scharfer Grenze oberpaläozäne, wangähnliche Mergel folgen. Auch hier handelt es sich um Fliegenspitz-Schichten.

Die tektonische Beanspruchung der Gesteine im Blattengrat-Komplex ist beträchtlich. Genauere lithologische Vergleiche mit der Wang-Formation anderer Regionen scheitern an der starken Druckschieferung und den damit verbundenen Umkristallisationen. Fossilien sind meistens schlecht erhalten.

Ultrahelvetikum

In den ultrahelvetischen Decken der Berner Alpen und in der ultrahelvetischen Flyschzone von Adelboden ist die Wang-Formation ebenfalls vorhanden. Es bestehen enge Fazies-Beziehungen zwischen der südlichen Wildhorn-Decke und den unteren ultrahelvetischen Decken. Das Ultrahelvetikum glitt vor der helvetischen Hauptfaltung, in einzelne Divertikel aufgeteilt, gegen Norden auf das Helvetikum und wurde später zusammen mit diesem verfaultet. Nach BADOUX (1946) besteht das untere Ultrahelvetikum aus der Plaine Morte-, der Tour d'Anzeinde- und der Mont Bonvin-Decke.

Die Plaine Morte-Decke liegt im Rawil-Gebiet unmittelbar auf der Wildhorn-Decke und besteht im wesentlichen aus Wang-Anteilen und alttertiärem Flysch. An der Südflanke des P^t d'Héremence kann in den von BADOUX beschriebenen Aufschlüssen die Auflage der Plaine Morte-Decke mit basalen Wang-Schichten und Flysch auf der Wang-Formation und tertiären Sandsteinen der Wildhorn-Decke beobachtet werden. Gegen Süden gehen die Nummulitenschichten der Wildhorn-Decke im Ultrahelvetikum lateral in Flysch über. Wichtig erscheint, dass erstens eine deutliche Grenze zwischen der ultrahelvetischen Wang-Formation und dem diskordant darüberlagernden Flysch besteht und dass zweitens die Wang-Formation der Plaine Morte-Decke in typischer Ausbildung vorliegt. Am Südgrat der P^t de la Plaine Morte kommen im Flysch der Plaine Morte-Decke Pakete von Wang-Einheiten vor. Am Weisshorn sind in derselben Decke Verschuppungen zwischen der Wang-Formation und Flysch zu beobachten. Der Flysch enthält Wang-Komponenten und Gesteine des Valanginian.

In der ultrahelvetischen Flyschzone von Adelboden am Hahnenmoospass kann ein wesentlicher Teil der in den Flyschmassen verschuppten Serien der Plaine Morte-Decke zugeordnet werden. Die Wang-Formation kommt als einzelne Pakete oder als grösserer zusammenhängender Verband am Schalmigrat und im Gilsbach vor. Es kann nicht entschieden werden, ob die Wang-Formation tektonisch in den tertiären Flysch eingeschuppt ist, Olistholithe darstellt oder ob sie die ursprüngliche Unterlage der Flysch-Sedimentation bildet.

Am Regenboldshorn, südlich des Hahnenmoospasses, liegt die Wang-Formation mit einer basalen Breccie auf ultrahelvetischem Malmkalk, welcher nach BADOUX (1945, 1963) zur Nappe du Mont Bonvin gehört. Die gegen Süden immer grösser werdende Schichtlücke an der Basis der

Wang-Formation erreicht damit ihr Maximum. Normalerweise steht in der Mont Bonvin-Decke der Malm mit transgredierenden Eozän-Formationen im Kontakt. Dieses südlichste Vorkommen der Wang-Formation deutet darauf hin, dass die in den ultrahelvetischen Decken ursprünglich vorhandenen Wang-Einheiten zu einem beträchtlichen Teil noch vor der Ablagerung des Eozäns wieder erodiert wurden.

Schürflinge im Flysch

Im Subalpinen Flysch zwischen Thunersee und Vierwaldstättersee, am Nordfuss der Randkette, kommen Schürflinge oder Olistholithe der Drusberg-Decke vor, welche hauptsächlich aus Wang-Einheiten und darauf transgredierenden Lithothamnienkalken bestehen (FURRER 1939). Im Flysch der zentralschweizerischen Klippen-Unterlage finden sich ebenfalls helvetische Schürfpakete aus der Wang-Formation und Nummulitenkalk-Schuppen (GEIGER 1956). Es handelt sich in beiden Fällen um durchaus typische Wang-Gesteine, wie sie in den südlichen Teilen der Drusberg-Decke vorkommen.

Am Nordrand der Préalpes, am Fuss des Moléson, werden von GAGNEBIN (1924) und MOREL (1976) wangähnliche Oberkreide-Blöcke im Flysch beschrieben, welche jedoch vor allem im Kero-gen- und Glaukonit-Gehalt und durch das Auftreten von verkohlten Pflanzenresten von der Ausbildung typischer Wang-Sedimente abweichen, so dass die Zuordnung zur Wang-Formation in Frage gestellt bleibt.

Typusprofil

Wang-Formation

Synonyme: Schülbergschiefer, Sevelenschiefer, Wangschiefer (ESCHER bis 1871); Wangschichten (BERNHARD STUDERS Index 1872, nach einer Mitteilung ESCHERS); Inoceramenschichten (KAUFMANN 1872).

Die Typuslokalität liegt bei der namengebenden Alp *Wang* an der Wangflue bei Oberiberg im Kanton Schwyz. ARNOLD ESCHER beschrieb als erster Geologe in seinen Feldebüchern die Wang-Schichten an der Wangflue und am Schülberg. Seine Beobachtungen wurden von KAUFMANN 1877 publiziert. ZIMMERMANN (1936) nahm in seiner Profilbeschreibung der «Wangschichten» an der Wangflue eine lithologische Gliederung vor, welcher weitgehend gefolgt werden konnte.

Westlich der Hütte Hinter Wang über die Wangflue zum Seebli hinauf (Koordinaten: 702.850/207.700) wurde folgendes Profil aufgenommen (stratigraphisch von oben nach unten, Fig. 8):

	x m	Mitteloazäne Sandsteine der Spirstock-Serie.
	–	Scharfe unebene Grenze.
(76-78)	30 m	Grobgebankter, dichter Kalk. Meist hellgrau anwitternd, innen grau-schwarz. Verkieselt. Fossilreich: Globotruncanen, Heterohelicien, grosswüchsige Lituoliden, Textulariiden, Spongien-Nadeln, Inoceramen-Fragmente, Echinodermen-Reste, Einzelkorallen, Serpuliden. Zwischen die massigen Kalkbänke schalten sich unregelmässig schiefrig abwitternde Partien ein.
(71-75)	30 m	Unregelmässig gebankter kieseliger Kalk, bräunlichgrau anwitternd, innen schwärzlich, meist schiefrig-plattig zerfallend. Entspricht dem Typ 64. Relativ fossilreich: Spongien-Nadeln, Foraminiferen, Inoceramen-Trümmer, Echinodermen-Reste.
(67-70)	25 m	Verkieselter schiefriger Kalk wie 64. Geringe bis keine Bioturbation. Relativ reich an Foraminiferen, Spongien-Nadeln, Inoceramen-Fragmenten und Serpuliden.
(66)	0,3 m	Mergelige Zone mit drei Kalkbänklein.

(64)	6,0 m	Braungrau, anwitternder, im Bruch dunkelgrauer bis schwärzlicher, verschieferter Kalk. Mit Glaukonit und Pyrit. Dunkelbraune, kalkige Grundmasse mit Bioturbation. Verkieselung. Wenig Foraminiferen, Schwamm-Nadeln, Inoceramen-Prismen.
	-	Scharfe Grenze.
(63)	3,0 m	Kalkmergel mit einigen dünnen Linsen von Sandkalk.
(62)	3,0 m	Kalkmergel mit einigen 2–5 cm mächtigen Sandkalk-Lagen.
(61)	6,5 m	Kalkmergel mit wenigen dünnen Linsen von Sandkalk.
(60)	0,03 m	Sandkalk.
	0,2 m	Kalkmergel.
(59)	1,0 m	Graue Kalkmergel mit drei 2–3 cm mächtigen Sandkalk-Lagen wechselnd.
(57-58)	2,4 m	Graue, geschieferte Kalkmergel ohne Kalkbänkelein.
(56)	0,03 m	Durchgehendes Sandbänkelein.
(55)	2,8 m	Stark geschieferte, dunkelgraue Kalkmergel mit markanten 2–3 cm mächtigen Sandbänkelein.
(54)	4,0 m	Schiefer (vgl. 53, 50) mit unbeständigen Lagen von 1–6 cm mächtigen Sandkalken.
(53)	1,0 m	Graue, feinsandige Kalkmergel. Intensive Schieferung.
(52)	0,1 m	Sandiger Kalk, rötlich-braun anwitternd, innen grau, starke Bioturbation. Einige Schwamm-Nadeln und Inoceramen-Prismen.
(50-51)	2,0 m	Graubraune, siltig-sandige Kalkmergel. Wenig Foraminiferen, Schwamm-Nadeln, Inoceramen-Prismen. In den Mergeln eingelagert erscheinen unbeständige Sandkalkbänkelein, deren Detritus-Anteil etwas grösser ist als in den Mergeln. Auffallend ist die intensive Bioturbation. Übergang in siltig-sandige, graue Kalkmergel (= Basale Wang-Schiefermergel).
(87)	3,0 m	Rötlich-braune, verkieselte, glaukonitische Kalksandsteine, dünngebankt mit dünnen Zwischenlagen von sandigen Kalkmergeln.
(86)	2,0 m	Dunkelbraungraue, sandige Kalkmergel mit wenigen dünnen, linsigen Lagen von sandigen Kalken (ähnlich 85).
(84-85)	3,0 m	Dunkle, sandige Kalkmergel, in Lagen von 3–5 cm, mit reicher Foraminiferen-Fauna. Alternierend mit 3–5 cm mächtigen Bänken rötlich-braunen, glaukonitischen Sandsteinen: Mittelmässige, gut sortierte Sandfraktion. Pyritreich. Foraminiferen selten, Schwamm-Nadeln, Inoceramen-Prismen. Intensive Bioturbation.
(83)	5,0 m	Etwas dunklere, braungraue Mergel, siltig, amdenerähnlich. Mit linsigen Einlagerungen von feinkörnigem Sandkalkstein (ähnlich 80).
(80)	0–0,3 m	Siltig-sandiger Kalkstein, rötlich-braun anwitternd, innen graubraun. Körner in Silt-Sandfraktion gut sortiert, wenig Glaukonit. Im Anschliff zeigt sich feine Bioturbation. Foraminiferen sind sehr selten. Pyrit ist häufig. Schwamm-Nadeln mit Zentralkanal (auskeilende Bank).
(81)	1–1,5 m	Braungraue amdenerähnliche Mergel, übergehend in:
(79)	x m	Amdener Mergel: Helle, braungraue, foraminiferenreiche Mergel, zum Teil fleckig, mit einigen Pyrit-Konkretionen und kleinen, bis 5 cm grossen Kalkknöllchen. Starke Schieferung. Calciterfüllte Klüfte. Schichtlagen nicht erkenntlich.

Westlich des Seeblist durchschneidet das Chöpfentobel Wang-Einheiten, welche mit dem Typusprofil nicht korreliert werden können. Diese sind als schiefrige Kieselkalke mit mergeligen Zwischenlagen ausgebildet und bilden westlich eines N–S-Bruches (Fuederegg – Unteres Loch) das Seeblistöckli und die Chöpfen. Darüber folgen, wie an der nördlichen Wangflue, alttertiäre Glaukonitsandsteine und Nummulitenschichten der Spirstock-Serie. Diese *Wang-Schieferkalke* stellen die Fortsetzung des Typusprofils an der Wangflue dar (Koord. 702.220/207.550, siehe Fig. 26: Seeblistöckli).

Gliederung und Korrelation der Wang-Formation

In den nordöstlichen Verbreitungsgebieten (Obere Sihltaler Alpen bis Vorarlberg) bestehen durchwegs lithologische Übergänge aus den liegenden Amdener Mergeln in die Wang-Formation. Diese Übergangsbildungen werden in dieser Arbeit als *Wang-Basisschichten* (Typusprofil 81–87) beschrieben. Sie sind charakterisiert durch eine Wechsellagerung von dunklen siltigen Mergeln mit grauschwarzen Kalksandsteinen und Sandkalken. Die Mergel der Wang-Basisschichten unterscheiden sich von den Amdener Mergeln durch die dunklere Farbe und den grösseren Quarz-Gehalt. Die mittlere Korngrösse des detritischen Quarzes beträgt in den Mergeln der Wang-Basisschichten nicht mehr als 0,04 mm. In den Sandkalken und Sandsteinen der Wang-Basisschichten stellen sich mittlere Quarz-Korngrössen von 0,08 mm ein. Die Zunahme des Quarz-Gehaltes und der Korngrösse ist das wesentliche Merkmal der beginnenden Wang-Fazies. Die Wechsellagerung zwischen sandigen Mergeln und Kalksandsteinen veranlasste frühere Autoren (z.B. ZIMMERMANN 1936) von einer «Flyschfazies» an der Basis der Wang-Formation zu sprechen.

Über den Wang-Basisschichten folgen im Wangalp-Gebiet nacheinander Wang-Schiefermer-

gel (Typusprofil 50–63), Wang-Schieferkalk (Typusprofil 64–75), Wang-Kalk (Typusprofil 76–78) und Wang-Schieferkalk (Seeblistöckli).

In den südwestlichen Verbreitungsgebieten der Wang-Formation (Frohnalpstock- bis Rawil-Gebiet), wo im Liegenden stets eine Schichtlücke konstatiert wird, kommt anstelle der Wang-Basis-schichten und Wang-Schiefermergel die *Wang-Breccie* vor.

An der oberen Formationsgrenze ist immer ein scharfer Kontakt vorhanden, der durch jung-kretazische–alttertiäre Emersionsphasen (Transgression der Nummulitenschichten) oder submarine Sedimentationsunterbrüche (Fliegenspitz-Schichten, Flysch) entstand. Die Erosion entfernte regional verschieden grosse Anteile der Wang-Formation, was sich aus den mikropaläontologischen Altersbestimmungen, aber auch schon durch die lithologische Zusammensetzung ergibt.

Zur Definition sämtlicher in der Wang-Formation vorkommenden Lithologien ist das Typusprofil allein nicht ausreichend. Es musste im Bereich der Wang-Breccie zusätzlich nach einem möglichst optimal entwickelten Profil gesucht werden. Als ideal erwies sich die Entwicklung der Wang-Formation am Wilerhorn. Figur 4 zeigt die Gliederung der Profile Wangruns–Seeblistöckli und Wilerhorn mit den Wang-Basisschichten und Wang-Schiefermergel einerseits und der Wang-Breccie und einem oberen Wang-Kalk andererseits. Die ausgeschiedenen Schichtglieder lassen sich in kurzer feldgeologischer Beschreibung wie folgt charakterisieren (stratigraphisch von unten nach oben):

- W_0b *Wang-Basisschichten*: Wechsellagerung von amdenerähnlichen, dunklen Mergeln und sandigen Kalkmergeln mit dunkelgrau-schwarzen wangähnlichen Kalksandsteinen.
- W_0br *Wang-Breccie*: In grauer Wang-Schiefermergel- und Wang-Kalk-Matrix eckige bis schlecht gerundete Komponenten, bestehend aus kleinen Trümmern (mm-Grösse), Blöcken oder ganzen Schichtpaketen (Hausgrösse) der an der Basis fehlenden helvetischen Formationen.
- W_1 *Wang-Schiefermergel*: Graue, schiefrige Kalkmergel, sandig-siltig und kieselig mit wenigen nicht durchgehenden Lagen von sandigen Kalken.
- W_2 *Wang-Schieferkalk*: Dunkelgraue, schiefrige Kieselkalke. Kalkige Partien in dünnen Bänklein mit mergeligen Lagen wechselnd. Fazielle Übergänge zu W_3 .
- W_3 *Wang-Kalk*: Aschgrau anwitternd, im Bruch schwarzer feinkörniger, kompakter Kieselkalk. Meist fliessen W_2 und W_3 ineinander über oder wechseln regelmässig ab.
- W_4 *Wang-Schieferkalk*: Dunkelgraue, mergelige Kieselkalke. Weiche, schiefrige Partien mit kompakten Bänklein wechselnd (ähnlich W_2 , doch mergeliger).
- W_5 *Wang-Kalk*: Nur wenig verkieselter, aschgrau anwitternder, feinkörniger und sehr kompakter Kalk mit dünnen Zwischenlagen von Kalkmergeln.

Die Symbole (W_x) bezeichnen die lithologische Unterteilung der Wang-Formation. Diese Gliederung erfasst die meisten in der Formation vorkommenden lithologischen Typen. Nicht eingeschlossen sind einige nur lokal vorkommende, von der definierten Lithologie abweichende Horizonte (wie zum Beispiel der grobkörnige, glaukonitische Wang-Kalk in den Wang-Kalkschiefern am Chlingenstock). Versucht man diese Gliederung auf die übrigen Regionen auszudehnen, so zeigt sich, dass die lithostratigraphische Korrelation vom Brienzer Grat bis zu den Schuppenzonen von Einsiedeln und Wildhaus erfolgreich vorgenommen werden kann. Im Nordosten (Vorarlberg) und im Südwesten (Rawil-Gebiet) kommen wohl vergleichbare Lithologien vor, jedoch meist in unkorrelierbarer Abfolge.

Figur 5 zeigt symbolisierte und schematisierte Querprofile durch die südliche Drusberg-Decke mit den korrelierbaren informellen lithostratigraphischen Einheiten der Wang-Formation. Die Ausbildung der Schichtlücken an Ober- und Untergrenze der Formation kann schön verfolgt werden. Die Darstellung nimmt keine Rücksicht auf Mächtigkeiten und geographische Profilabstände.

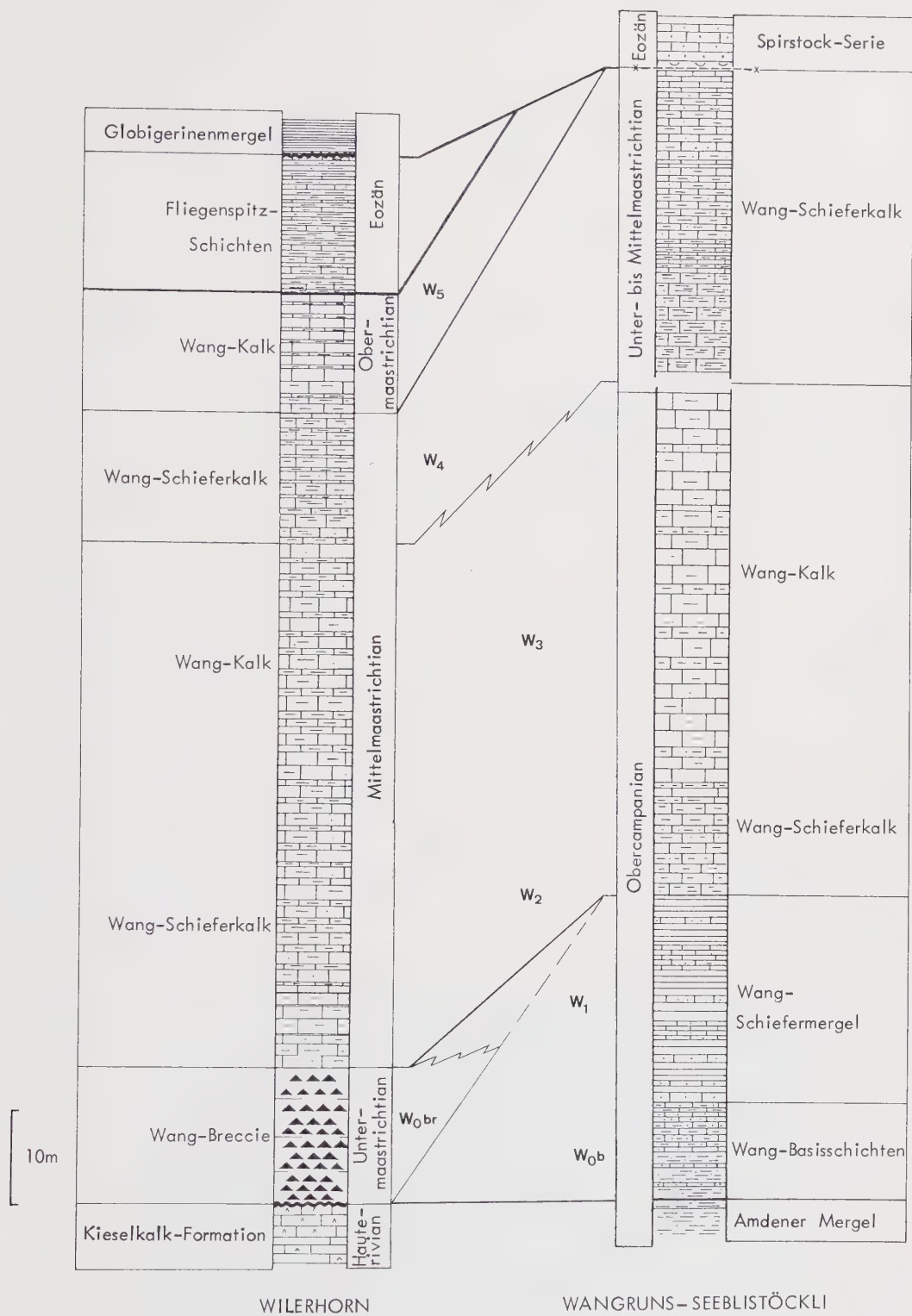


Fig. 4: Lithostratigraphische Korrelation der Wang-Formation der Profile Wilerhorn (Koord. 650.280/180.600) und Wangruns-Seeblistöckli (Koord. 702.850/207.700). Zu beachten ist die Heterochronie der einzelnen Schichtglieder.

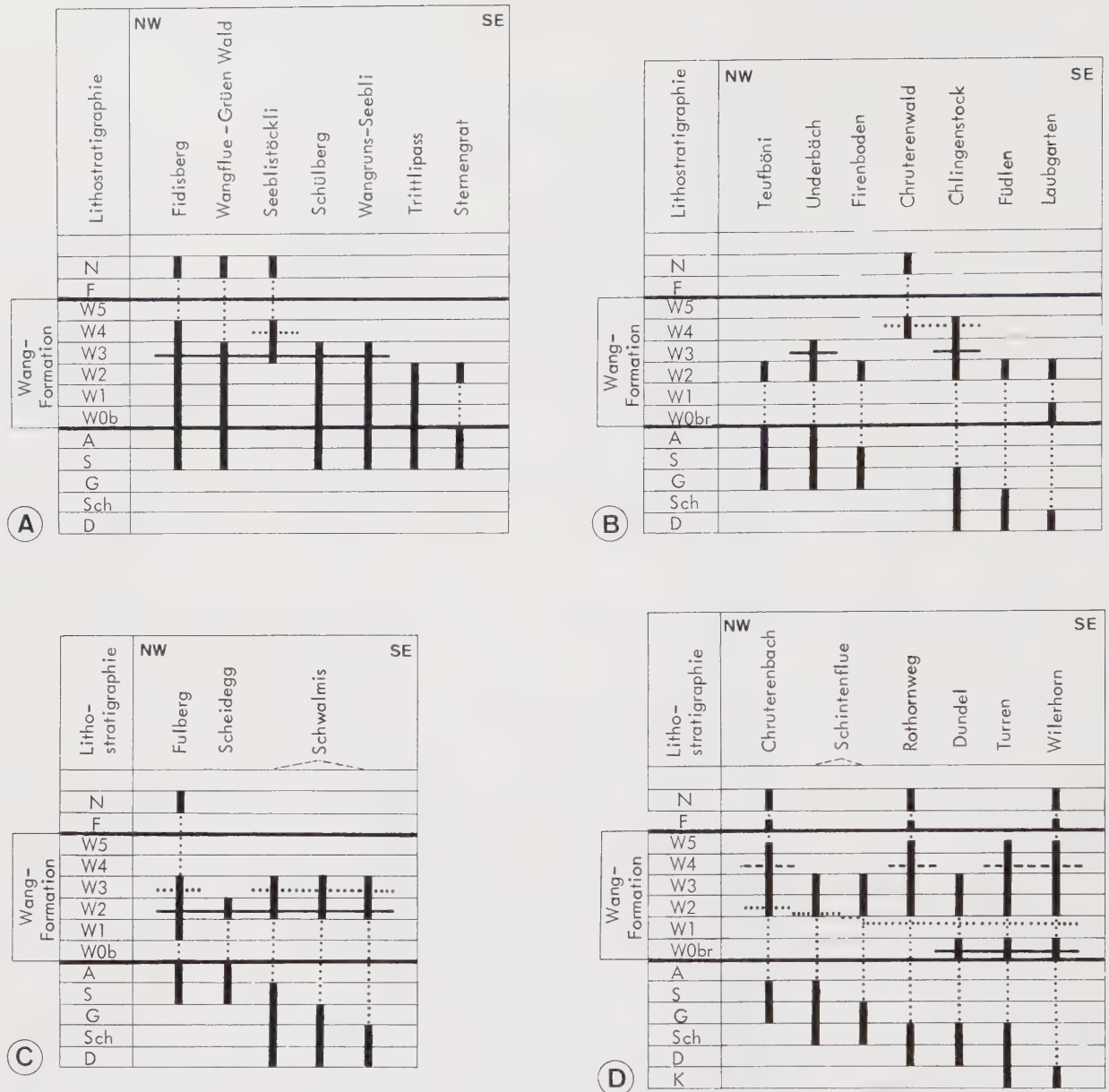


Fig. 5: Schematische regionale Querprofile durch die Wang-Formation mit korrelierbaren Formationsgliedern W_0 – W_5 und Datumsflächen. Senkrechte punktierte Linien zeigen die Entwicklung der Schichtlücken (Legende siehe unten).

A = Obere Sihltaler Alpen, B = Frohnalpstock-Gebiet, C = Bauen-Schwalms-Gebiet, D = Wilerhorn-Gebiet.

Legende zu Figur 5

N = Tertiär mit Nummulitenschichten und Globigerinenmergeln
F = Fliegenspitz-Schichten (Oberpaleozän–Mittelpaleozän)
W = Wang-Formation
W₅ = Wang-Kalk
W₄ = Wang-Schieferkalk
W₃ = Wang-Kalk
W₂ = Wang-Schieferkalk
W₁ = Wang-Schiefermergel
W_{0br} = Wang-Breccie
W_{0b} = Wang-Basisschichten

A = Amdener Formation (Santonian–Campanian)
S = Seewer Kalk (Cenomanian–Coniacian)
G = Gault
Sch = Schratzenkalk
D = Drusberg-Schichten
K = Kieselkalk (Hauterivian)

----- Grenze Ober-/Mittelmastriachtian
 Grenze Mittel-/Untermastriachtian
 ————— Grenze Untermastriachtian/Obercampanian

Sedimentologie

Kalke, Schiefermergel und Sandsteine der Wang-Formation

Die verschiedenen Lithologien der Wang-Formation wurden in Tabelle 1 zusammengestellt, wo auch die Daten detaillierter sedimentologischer Untersuchungen zu finden sind.

Sedimentäre Strukturen

Lamination und Schichtung: PAYNE (1942) und MCKEE & WEIR (1953) unterschieden in Sedimentgesteinen zwischen Schichtung oder Bankung (über 1 cm) und Lamination oder Feinschichtung (weniger als 1 cm). In der Wang-Formation konstatiert man normalerweise eine Feinbankung von 1–10 cm. Der dichte Wang-Kalk kann eine gröbere Bankung (bis 50 cm) aufweisen. Laminationen zeigen vor allem die mergeligen Schichten (Wang-Basisschichten W_0b , Wang-Schiefermergel W_1 , Wang-Schieferkalk W_2); sie sind an der Feinverteilung der detritischen Komponenten zu erkennen.

Allerdings sind die Laminationen nur selten ungestört erhalten. Meistens ist die Feinschichtung nicht über den cm-Bereich hinaus horizontal verfolgbar. Durch Ineinanderfließen und Auskeilen der einzelnen Mikroschichten entsteht eine undeutliche laminierte Struktur. Die kleinsten Laminationen sind weniger als 0,1 mm dick und enthalten eine Lage von detritischen Komponenten einer bestimmten Korngrösse (Taf. I/5).

Gradierte Schichtung: Eine Gradierung innerhalb einer Feinschicht kann ausnahmsweise in sandigen Kalken und einigen Sandsteinen der Wang-Basisschichten W_0b (Stock, Roggenalpbach) beobachtet werden.

Kreuzschichtung: Kleinmassstäbliche Kreuzschichtung konnte vor allem in einigen sandigen Kalken der Wang-Schiefermergel (W_1) beobachtet werden (Fig. 6). Meistens ist die Kreuzschichtung jedoch infolge der intensiven Bioturbation nicht mehr zu erkennen.

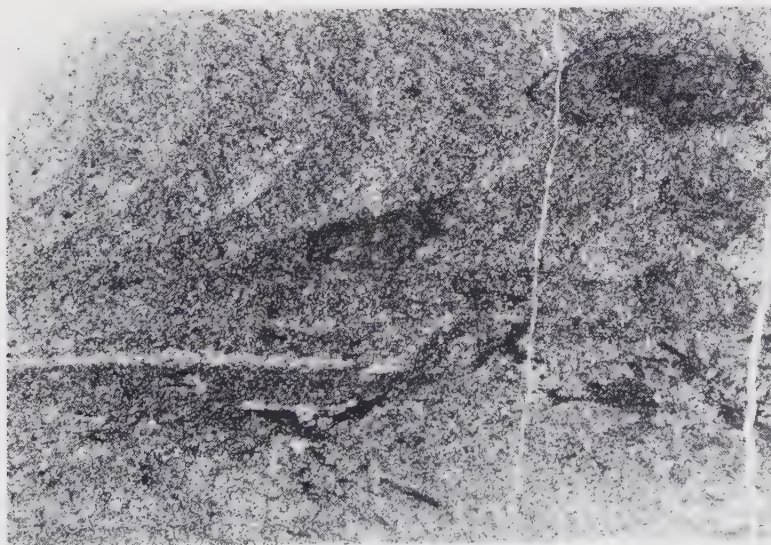


Fig. 6: Mikrokreuzschichtung. In der Wang-Formation relativ selten, da die Sedimentationsstrukturen durch die intensive Bioturbation verwischt wurden. Dünnschliff 73/56, sandiger Kalk in den Wang-Schiefermergeln (W_1) westlich der Wangflue (Vergr. $4\times$).

Tabelle 1: Charakterisierung der wichtigsten Gesteinstypen

FORMATIONSGLIED	GESTEINSTYPEN	TEXTUR (Dunham 1962)		GRUNDMASSE										KOMPONENTEN Maximaler Gehalt (Volumenprozent)										STRUKTUR					Mittlere Quarz-Korngrösse 1/1000 mm		Calcit-Gehalt (Gewichtsprozent)	
		Mudstone	Wackestone	Packstone	Kalkig	Kalkig-mergelig	Mergelig	Mikritisch	Sparitisch	Bituminös	Verkieselt	Detritischer Quarz	Glaukonit	Phosphorit	Pyrit	Hämatit	Dolomit	Div. Calcit-Fragmente	Inoceramen-Prismen	Spongien-Nadeln	Echinodermen-Fragmente	Foraminiferen	Lamination	Gradierte Schichtung	Mikrokreuzschichtung	Bioturbation	Stylolith-Bildung					
Oberer Wang-Kalk W5	Mergelige Zwischenlagen										2	1		2		0,5	5	3	1	0,5	3								40	70		
	Dichter Kalk										2	1		2		0,5	5	3	1	0,5	3								40	80		
	Grobkörniger Glaukonitkalk										20	10	1	1	0,5	15	7	1	1	1	3							1400	90	60		
	Mergeliger Kieselkalk										10	3		3	1	1	8	4	0,5	0,5	2								80	65		
Wang-Schieferkalk W4																																
Wang-Kalk W3	Dichter Kieselkalk										15	5	0,5	3	0,5	3	10	6	1	0,5	2								90	70		
Wang-Schieferkalk W2	Schiefriger Kieselkalk										25	7	0,5	4	2	3	7	5	1	0,5	1								80	70		
Wang-Schiefermergel W1	Sandiger Kalk										30	6		3	2	2	6	5	0,5	2									70	50		
	Sandige Kalkmergel										15	3		4	3	1	4	3	1,5	0,5	1,5								70	30		
	Glaukonitischer Sandstein										50	10		2	2		2	1	0,5		0,5								90	30		
Wang-Basisschichten W0	Sandiger Kalk										30	5		4	2	0,5	3	2	1		1,5								50	45		
	Dunkle Mergel										8	3		4	2	0,5	1	2	1		2								40	30		

Bioturbation: Mit Ausnahme der dichten Wang-Kalke zeigen die meisten Wang-Gesteine mehr oder weniger starke Bioturbationen mit «Burrow»-Durchmessern von 0,5 bis 10 mm (Fig. 7). Manchmal können in einzelnen «burrows» Serpuliden angetroffen werden (*Jereminella pfenderae*). Ein Zusammenhang von Bioturbation und Serpuliden scheint offensichtlich zu bestehen. So ist häufig in Kalken mit vielen Serpuliden eine intensivere Bioturbation festzustellen (z.B. am Pas de Maimbré im Wildhorn-Gebiet).

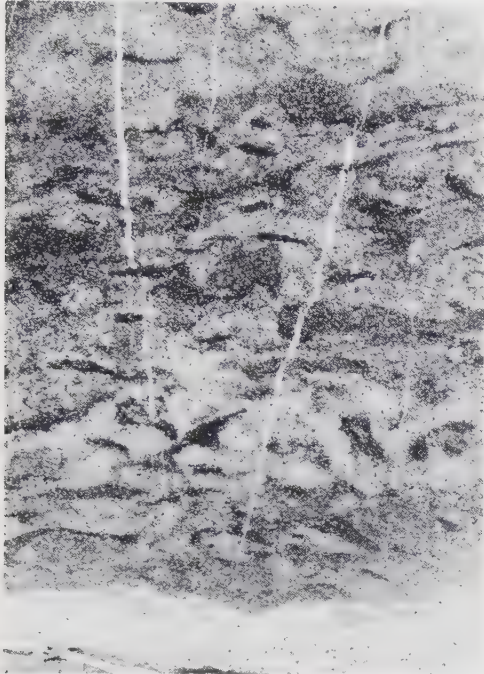


Fig. 7: Inhomogenität in der Verteilung der Sedimentkomponenten, verursacht durch Bioturbation. Dünnschliff 73/80, sandiger Kalk der Wang-Basisschichten (W_0b), Wangflue (Vergr. 4 $\times$).

Sediment-Komponenten und Grundmasse

Calcit bildet den Hauptbestandteil aller Sedimenttypen der Wang-Formation. Dazu gehört das gesamte karbonatische Detritus-Material biogenen Ursprungs und die karbonatische Grundmasse. Die meisten grösseren calcitischen Komponenten lassen durch ihre morphologischen und strukturellen Eigenschaften ihre biogene Herkunft erkennen. Auch kleinere, undifferenzierbare Calcit-Körner gehören zur Gruppe der Komponenten biogenen Ursprungs. Der relativ hohe Karbonat-Gehalt in der meist mikritischen Grundmasse ist ebenfalls biogenen Ursprungs (Nannoplankton).

Der nichtorganogene Calcit ist diagenetischer Entstehung und lässt sich folgendermassen unterteilen:

- Calcit-Zement
- Sparitischer und mikrosparitischer, neomorpher Anteil der Grundmasse
- Calcitisierte Spongien-Nadeln
- Anwachsrande biogener Komponenten (meist nur an Echinodermen-Trümmern und Spongien-Nadeln)

Neomorpher Mikrosparit bis Sparit als rekristallisierte Matrix kommt in untergeordneter Menge in fast allen Wang-Sedimenttypen vor. In den Sandkalken der Wang-Basisschichten (W_0b) ist der detritische Quarz in Laminae und Fasern konzentriert und oft in sparitischer Grundmasse eingebettet (Taf. I/5). Im grobsandigen Glaukonitkalk am Chlingenstock tritt sparitische Matrix recht häufig auf. Ebenso sind calcitische Ausfüllungen in einzelnen Foraminiferen-Kammern und anderen Hohlräumen zahlreich anzutreffen. Solche Ausfüllungen bestehen aus einer grösseren Zahl kleiner, verschieden orientierter und farbloser Calcit-Kriställchen.

In den meisten Gesteinstypen treten massenhaft calcitisierte Kieselspongien-Nadeln auf, welche häufig einen Zentralkanal (Taf. II/5) zeigen. Der Calcit der Spongien-Nadeln konnte gelegentlich weiterwachsen und eine optisch gleich orientierte Sparitzone bilden. Die seltener auftretenden Echinodermen-Trümmer zeigen vor allem sparitische Hohlraumfüllungen, währenddem ein äusseres orientiertes Weiterwachsen des Calcits nur selten vorkommt.

Bei fast allen Calcit-Komponenten kann eine chemische Korrosion beobachtet werden. Beispielsweise zeigen die calcitisierten Spongien-Nadeln keine glatten Konturen, sondern sind unregelmässig gezackt und unterbrochen (Taf. II/5). Die Abgrenzung gegenüber der Grundmasse ist meist unscharf und fließend. Diese Anlösung ist im fortgeschrittenen Stadium der Diagenese durch Drucklösung entstanden.

Dolomit: In fast allen lithologischen Typen der Wang-Formation kommt authigen gebildeter Dolomit in rhomboedrischen Kriställchen vor. Bei Bestrahlung mit UV-Licht im Fluoreszenz-Mikroskop zeigen Dolomit-Rhomboeder eine charakteristische gelbe Fluoreszenz-Farbe, wodurch sie sich auf Anhieb von übrigen Karbonaten unterscheiden lassen. Diese Methode erweist sich als äusserst praktisch, indem selbst die kleinsten Körner, welche im normalen Durchlicht nicht mehr identifiziert werden können, sich durch die typische Fluoreszenz-Farbe als kleinste Dolomit-Rhomboeder bestimmen lassen. Grössere Rhomboeder lassen eine Zonarstruktur erkennen, deren rhomboedrische Anwachsstreifen im Fluoreszenz-Mikroskop sichtbar werden (Taf. I/2). In der Grundmasse kommen stellenweise kleinste Dolomit-Rhomboeder in grosser Zahl vor. Häufig umringen sie angelöste detritische Quarzkörner und bilden einen Dolomitrand, oder sie treten wie der authigene Quarz in feiner Verteilung auf.

Detritischer Quarz: Alle Sedimenttypen zeichnen sich durch einen Gehalt an Quarzkörnern aus, von denen die meisten detritischer Herkunft sind (Kornform, Auslöschung). Die mittlere Korngrösse liegt in allen Gesteinen unterhalb 100 μ . Die Sortierungs-Koeffizienten sind die eines sehr gut sortierten Sandes. Der prozentuale Anteil im Gestein variiert zwischen 1 und 50 %. Die kleineren Quarzkörner zeigen meistens eckige Formen. Grössere Quarzkörner (über 0,1 mm) wären nach POWERS (1953) als «rounded» mit «high sphericity» einzustufen. Der schlechte Rundungsgrad in dem gut sortierten Quarzsand erklärt sich durch die geringe mittlere Korngrösse, die nahe der Siltfraktion liegt. Viele Quarzkörner zeigen ein bruchartiges Netzwerk von kleinen Spalten und enthalten Einschlüsse. Die Kornränder sind selten glatt, sondern erscheinen unregelmässig gezackt.

Authigener Quarz: Authigene Kieselsäure kommt in der Wang-Formation in folgenden Formen vor:

- Silifizierte biogene Komponenten
- SiO_2 -Imprägnation der Grundmasse
- Idiomorphe Quarzkörner

Praktisch alle lithologischen Typen der Wang-Formation zeichnen sich durch Verkieselungen aus, wobei vom Kieselkalk bis zum Mergel mit lediglich verkieselten Foraminiferen die Menge des authigenen Quarzes stark variiert. Das Material der SiO_2 -Lösung stammt offensichtlich vom aufgelösten Skelett-Opal der Kieselschwämme, die nun in calcitisierter Form vorliegen. Auch die korrodierten detritischen Quarzkörner lieferten möglicherweise einen Teil der mobilen Kieselsäure. War das Angebot an SiO_2 -Lösung nicht ausreichend, um das ganze Gestein zu imprägnieren, so wurde das SiO_2 ausschliesslich in den feinen Poren der biogenen Karbonate ausgefällt. So zeigen in weichen Mergeln die Foraminiferen-Schalen eine schwache Verkieselung, während in der Matrix keine feststellbare Kieselsubstanz vorhanden ist. Im Übergangsbereich von Amdener Mergeln in die Wang-Formation wurden isolierte Foraminiferen mit verdünnter Salzsäure versetzt. Sämtliche Formen der Amdener Mergel lösten sich vollständig auf. Die kalkschaligen Foraminiferen der

Wang-Basisschichten (*W_b*) dagegen sind so stark silifiziert, dass sie auch nach Weglösung der Kalkschale ihre ursprüngliche Form bewahrten. In einigen Proben gelang auf diese Weise die für die Bestimmung der Foraminiferen unentbehrliche Isolierung vom Gestein, indem die kalkige unverkieselte Grundmasse vollständig aufgelöst wurde und im Rückstand die verkieselten Formen in bestimmbarer Erhaltung zurückblieben.

Idiomorph gewachsener Sekundär-Quarz ist in der Wang-Formation selten oder kann von detritischen Quarzkörnern nicht unterschieden werden. In stärker verkieselten Gesteinen treten wenige idiomorphe, kaum korrodierte Quarzkristalle auf. In einigen Fällen wurde auch beobachtet, dass solche idiomorphe Quarze durch Weiterwachsen von detritischen Quarzkörnern entstanden sind.

Die Wang-Kieselkalke weisen grosse lithologische Verwandtschaft mit dem helvetischen Hauterivien-Kieselkalk auf, der von FUNK (1971) ausführlich beschrieben wurde. Beide Sedimente zeigen eine analoge Zusammensetzung ihrer nichtorganogenen und auch der organogenen Komponenten. Das detritische Material setzte sich in beiden Gesteinen zusammen aus: Quarz, Tonmineralien, biogenen Karbonaten, Kieselschwamm-Nadeln, feine organische Substanz in der mikritischen Grundmasse. Die diagenetischen Prozesse führten in beiden Sedimenten zur authigenen Bildung von Quarz, Dolomit, Calcit und Pyrit.

Glaukonit ist in allen Sedimenten der Wang-Formation in Mengen bis zu 10 % vorhanden. Die mittleren Korngrößen liegen in der gleichen Größenordnung wie beim detritischen Quarz (0,04–0,09 mm). Im Auflicht sind die Glaukonit-Körner dunkelgrün bis schwarz, im Dünnschliff zeigen sich helle grasgrüne Farben. Die Körner sind rund bis elliptisch und verteilen sich wie der detritische Quarz über das ganze Gestein. Gelegentlich finden sich Glaukonit-Körner in Foraminiferen-Kammern.

Verschiedene Autoren (in GREENSMITH 1971) sind der Ansicht, dass sich Glaukonit in turbulenten, leicht oxydierenden Gewässern bei geringer Sedimentationsrate bildet. HALDIMANN (1977) bestätigt die obgenannten Bildungsbedingungen in seinen Untersuchungen des Glaukonits in den Gensmättli- und Pygurus-Schichten der helvetischen Unterkreide. Die relativ hohe Sedimentationsrate und die Ablagerungstiefe der Wang-Formation (S. 76/77) sprechen gegen eine autochthone Bildung und zwingen zur Annahme, dass der Glaukonit in etwas weniger tiefen nördlichen Räumen gebildet, durch penekontemporäre Aufarbeitung angereichert und durch Strömungen in grössere Tiefen verfrachtet wurde. Eine solche Bildungsweise würde auch erklären, warum sich der Glaukonit in Menge und Verteilung proportional dem detritischen Quarz verhält. Es ist jedoch zu beachten, dass bei der ökologischen Auswertung der benthonischen Foraminiferen-Fauna keine typischen Flachwasserformen festgestellt wurden (vgl. S. 76).

Phosphorit: Schwarze bis braunschwarze phosphatische Mineralien treten in zwei Formen auf:

- Apatit der Zahn- und Knochenreste
- Phosphatische Körner und Knöllchen

Phosphat-Knöllchen unterscheiden sich vom Calciumphosphat der Fischzähne durch Quarz-Einschlüsse, welche in vielen der grösseren amorphen Phosphorit-Bildungen vorkommen. Fischreste bestehen meistens aus Zähnchen, während anorganischer Phosphorit sich in gerundeten Knöllchen zeigt. Die Korngrößen der im Phosphorit eingeschlossenen Quarzkörner sind bedeutend kleiner als im umliegenden Gestein. Grössere Phosphorit-Knöllchen (Durchmesser bis 1 mm), die meistens die erwähnten Quarzkörner enthalten, sind vor allem im glaukonitischen Sandkalk des Chlingenstocks anzutreffen. Kleinere Phosphorit-Körner (bis 0,1 mm) treten in geringer Konzentration (weniger als 0,5 %) in fast allen Wang-Gesteinen auf. Sie zeigen gerundete Formen und enthalten meistens keine Einschlüsse.

Möglicherweise wurden die Phosphorit-Knöllchen als «coprolitic pellets» in etwas geringerer Tiefe abgelagert und zusammen mit dem Glaukonit in die tiefere Wang-Fazies eingeschwemmt.

Opake Mineralien: Pyrit und Hämatit sind ein häufiger Bestandteil der meisten Wang-Gesteine. Im Point-Counter-Verfahren wurde der volumenprozentige Anteil der opaken Mineralien maximal als 5–7% ermittelt, wovon mehr als die Hälfte auf Pyrit entfällt. Hämatit kommt ausschliesslich in stylolithischen Bildungen vor, wo er durch spätdiagenetische Oxydation aus Pyrit entstand. Pyrit verteilt sich in folgender Form über das ganze Gestein:

- Kleine, rundliche und sphärolitische Körner, fein verteilt
- Isomorphe Einzelkristalle und Kristall-Aggregate
- Pyritisierte Fossilshalen und -kerne

Schweremineralien: Fünf verschiedene Gesteinsproben aus den Wang-Basisschichten W_0b (73/87), den Wang-Schiefermergeln W_1 (73/60, 75/32) und den Wang-Kalken W_3 (73/78, 73/88) des Profils Wangflue (Fig. 8) wurden auf Schweremineralien untersucht. Wie Tabelle 2 zeigt, ergeben alle Präparate ein Spektrum mit Turmalin, Zirkon, Spinell, Granat und Apatit.

Die Schweremineral-Vergesellschaftungen im Helvetikum und dem nördlichen Penninikum bestehen nach WOLETZ (1967) aus Zirkon mit wechselnden Mengen von Rutil, Turmalin und Apatit. Damit verglichen, erweist sich also auch die Verbreitung der Schweremineralien in der Wang-Formation als typisch helvetisch. Im Profil Wangflue kann im unteren Teil (Wang-Basisschichten W_0b , Wang-Schiefermergel W_1) das Vorherrschen von Turmalin gegenüber Zirkon festgestellt werden. In höheren Niveaus (Wang-Kalk W_3) überwiegt der Zirkon-Anteil. Der Gehalt an Schweremineralien ist in allen Wang-Sedimenten geringer als 0,5 Vol.-%.

Tabelle 2: Schweremineral-Vergesellschaftung von Proben des Profils Wangflue (Fig. 8, S. 35), in Prozenten der ausgezählten Gesamtmenge

Proben	Turmalin	Zirkon	Spinell	Rutil	Apatit	Granat	Staurolith	Hornblende
73/88	15	72	3	3	1	5		
73/78	28	35	7	2	16	7	2	2
73/60	50	18		18		9	3	
75/32	49	26	9	10	4			
73/87	67	15	3	7	6			

Foraminiferen: Benthonische und planktonische Foraminiferen bilden einen relativ häufigen Bestandteil der Wang-Sedimente. Ihre Auswertung erfolgt im speziellen, mikropaläontologischen Teil.

Mollusken: Die meisten der grösseren Calcit-Komponenten stellen Fragmente von Lamelli-branchier-Schalen dar. Inoceramen treten von allen Makrofossilien in den Wang-Sedimenten am häufigsten auf. Die Inoceramen-Schalen bestehen aus senkrecht zur Schalenoberfläche angeordneten Calcit-Prismen, welche optisch als Einkristalle auftreten. Einzelne Arten von *Inoceramus* bildeten grossflächige, relativ dünne Schalen aus, die im abgestorbenen Zustand leicht zerbrechen (Taf. II/8). Meistens können deshalb im Gestein nur noch Schalenfragmente gefunden werden. Dissoziierte Inoceramen-Prismen wurden während der Sedimentation durch das strömungsbewegte Bodenwasser im Sedimentationsraum weit herum verfrachtet. Prismatische Calcit-Kristalle kommen deshalb, meistens homogen verteilt, in fast allen Sedimenttypen vor und bilden vor allem

in den sandärmeren Wang-Kalken (W_3) einen wesentlichen Anteil des detritischen Materials. In den sandreicheren Schieferkalken (W_2) treten sie dagegen mengenmässig gegenüber dem detritischen Quarz zurück.

Nebst den prismatischen Schalenfragmenten kommen vereinzelte Lamellibranchier-Bruchstücke mit faseriger und lamellärer Struktur vor, welche von Austern und Pecten stammen könnten. Gastropoden- und Cephalopoden-Fragmente konnten im Dünnschliff nicht identifiziert werden. Diese beiden Gruppen sind auch als Makrofossilien nur spärlich vertreten.

Spongien: Rekristallisierte, calcitisierte Spongien-Nadeln können in fast allen Wang-Sedimenten angetroffen werden (Taf. II/5-6).

Echinodermen: Alle Echinodermen-Fragmente der Wang-Formation stammen von Seeigeln und bestehen aus Stacheln und Platten. Radial gemusterte Querschnitte von feinen Seeigel-Stacheln treten recht häufig auf. Schnitte durch Fragmente von Ambulacral-Platten zeigen meistens das typische feine Maschenwerk, durch welches sie sich von Calcit-Kristallen anderer Herkunft (z.B. Inoceramen-Fragmente) unterscheiden lassen. Die meisten Echinodermen-Fragmente messen weniger als 0,2 mm. Selten kann eine sparitische Umwachsung von Echinodermen-Fragmenten beobachtet werden. Häufiger besitzen sie korrodierte Ränder, und manche der kleinen Stachelquerschnitte zeigen durch die Calcit-Anlösung nur noch ein verschwommenes Radialmuster.

Radiolarien: Vereinzelt treten kugelige, meist stachelige Gebilde auf, die am ehesten calcitisierten Radiolarien entsprechen könnten. Allerdings konnten in geschlammten Proben die gleichen Formen nicht nachgewiesen werden.

Calcisphaeruliden: Als seltene Einzelformen können in Dünnschliffen kugelige Formen mit oder ohne zentralem Hohlraum und einem Durchmesser bis 0,06 mm angetroffen werden. Querschnitte durch hohle Spongien-Nadeln ergeben wesentlich kleinere Rundformen. Möglicherweise handelt es sich um umkristallisierte Calcisphaeruliden.

Grundmasse: Die Grundmasse der Wang-Sedimente ist kalkig in den dichten Wang-Kalken und mergelig-kalkig in den schiefrigen Gesteinen (Mud-supported, DUNHAM 1962). Zu der stets vorhandenen organischen Substanz kommt eine Imprägnation mit authigener Kieselsäure und kleinere Mengen kleinster Kristalle der diagenetisch gebildeten Mineralien Pyrit und Dolomit. Der Lösungsrückstand der Karbonat-Analysen besteht hauptsächlich aus Tonmineralien, detritischem und authigenem Quarz sowie organischer Substanz (Kerogen). Die Mengen dieses Lösungsrückstandes schwanken bei den verschiedenen Gesteinstypen erheblich. Die dunkelgrauen, braunschwarzen und schwarzen Farben der Wang-Gesteine kommen durch wechselnde Mengen an Pyrit und Kerogen zustande. Stärker bituminöse Gesteine zeigen am frischen Bruch eine intensive H_2S -Entgasung (Stinkkalk).

Prozentuale Verteilung der Komponenten

Die Figuren 8–14 zeigen Gehalts-Kurven der Sediment-Komponenten, welche in den meisten Sediment-Typen volumenprozentige Anteile von mehr als 0,5 erreichen. Von den nichtorganogenen Komponenten sind der detritische Quarz sowie die authigenen Mineralien Glaukonit, Dolomit und Pyrit vertreten, während bei den organogenen Komponenten Foraminiferen, Spongien-Nadeln, Inoceramen-Prismen und unbestimmbare Calcit-Fragmente aufgeführt sind.

In den Wang-Basisschichten (W_0b) und den Wang-Schiefermergeln (W_1) (Wangflue und Batöni) fallen die grossen Schwankungen fast aller Komponenten auf. Mit dem Wang-Schieferkalk (W_2) und dem Wang-Kalk (W_3) stellt sich eine ruhigere Sedimentation ein, wobei abrupte Wechsel fehlen

und grössere Schwankungen sich in fliessenden Übergängen entwickeln. Im Profil Wilerhorn (Fig. 12) zeigen Wang-Schieferkalk (W_4) und der Wang-Kalk (W_5) ebenfalls dieses ruhige Verhalten. Von der Wangflue gegen Osten und gegen Westen nimmt der absolute Quarz-Gehalt innerhalb der ganzen Formation ab. Ähnlich, aber weniger ausgeprägt, verhalten sich die Karbonate. Vergleiche der Kurven des detritischen Quarzes mit den biogenen Komponenten ergeben einen meist proportionalen Verlauf. Ausnahmen in diesem Verhalten treten in Horizonten auf, wo der Quarz-Gehalt extrem hoch (Sandsteine in Wang-Basisschichten) oder extrem niedrig ist (Wang-Kalk W_5 am Wilerhorn). Infolge dieser Proportionalität ist anzunehmen, dass die Inoceramen-Fragmente, Spongien-Nadeln, Foraminiferen und andere Biogen-Komponenten vor ihrer Einbettung zusammen mit dem detritischen Quarz durch Strömungs-Transport verfrachtet wurden. Die zarten Schalen der Inoceramen, die feinen Kieselschwämme und die zerbrechlichen Seeigel zerfielen beim Transport in ihre Bestandteile, die nun im Sediment sortiert nach Korndurchmesser und in homogener Verteilung vorkommen.

Bei den authigenen Mineralien zeigt die Glaukonit-Kurve einen proportionalen Verlauf mit dem detritischen Quarz, was darauf hindeutet, dass das Mineral nicht am Ablagerungsort gebildet wurde (S. 76).

Schwer interpretierbar ist der Verlauf der Dolomit-Kurven. Die quantitativen Beziehungen zwischen Dolomit und authigenem Quarz könnten für das Phänomen der Verkieselung von Bedeutung sein, was jedoch wegen der schwierigen quantitativen Erfassung des authigenen Quarzes nicht näher untersucht werden konnte. Ebenso gelang es nicht, zwischen dem Gehalt an Spongien-Nadeln, die als Lieferanten des SiO_2 für die Verkieselung betrachtet werden, und dem Gehalt an Dolomit eine Gesetzmässigkeit festzustellen.

Die Pyrit-Kurve zeigt häufig eine negative Korrelation gegenüber dem detritischen Quarz und dem biogenen Detritus, was mit wechselnden Strömungen und dem Eisengehalt in der organischen Sedimentsubstanz zusammenhängt. Vergleiche der Pyrit-Kurven mit den Foraminiferen-Kurven zeigen in der Regel eine negative Korrelation. Die Schwankungen in der Foraminiferen-Häufigkeit sind jedoch infolge kleiner Prozentanteile der Foraminiferen mit Vorsicht zu interpretieren. Nach SLITER (1975) verursachen reduzierende Bedingungen eine diagenetische Calcit-Auflösung, welche beispielsweise auf die calcitischen Foraminiferen unterschiedliche Wirkungen, von Anlösung bis zur völligen Auflösung, zeigen kann. Der kleinere Foraminiferen-Bestand (Benthos und Plankton) in stärker pyritisierten Gesteinen kann möglicherweise mit dieser diagenetischen Kalkauflösung in Beziehung gebracht werden.

Korngrössen-Verteilung

Figur 15 zeigt die Streuwerte der Summations-Kurven der Korngrössen-Klassen des detritischen Quarzes. Die Streu-Bereiche der mittleren Korngrössen (Md) charakterisieren die verschiedenen lithologischen Typen. Die Werte der Trask'schen Sortierungs-Koeffizienten ($S_0 = Q75\%/Q25\%$) liegen alle zwischen 1,1 und 1,5, was eine ausgezeichnete Sortierung bedeutet. Es liess sich beobachten, dass die Sortierungs-Koeffizienten am Profil Wangflue von unten nach oben zunehmen.

Legende zu den Figuren 8–14

<i>A. Nichtorganogene Komponenten</i>		<i>B. Organogene Komponenten</i>	
—	detritischer Quarz	---	Calcit-Fragmente
.....	Glaukonit	---	Inoceramen-Prismen
.....	Dolomit	—	Spongien-Nadeln
---	Pyrit	---	Foraminiferen

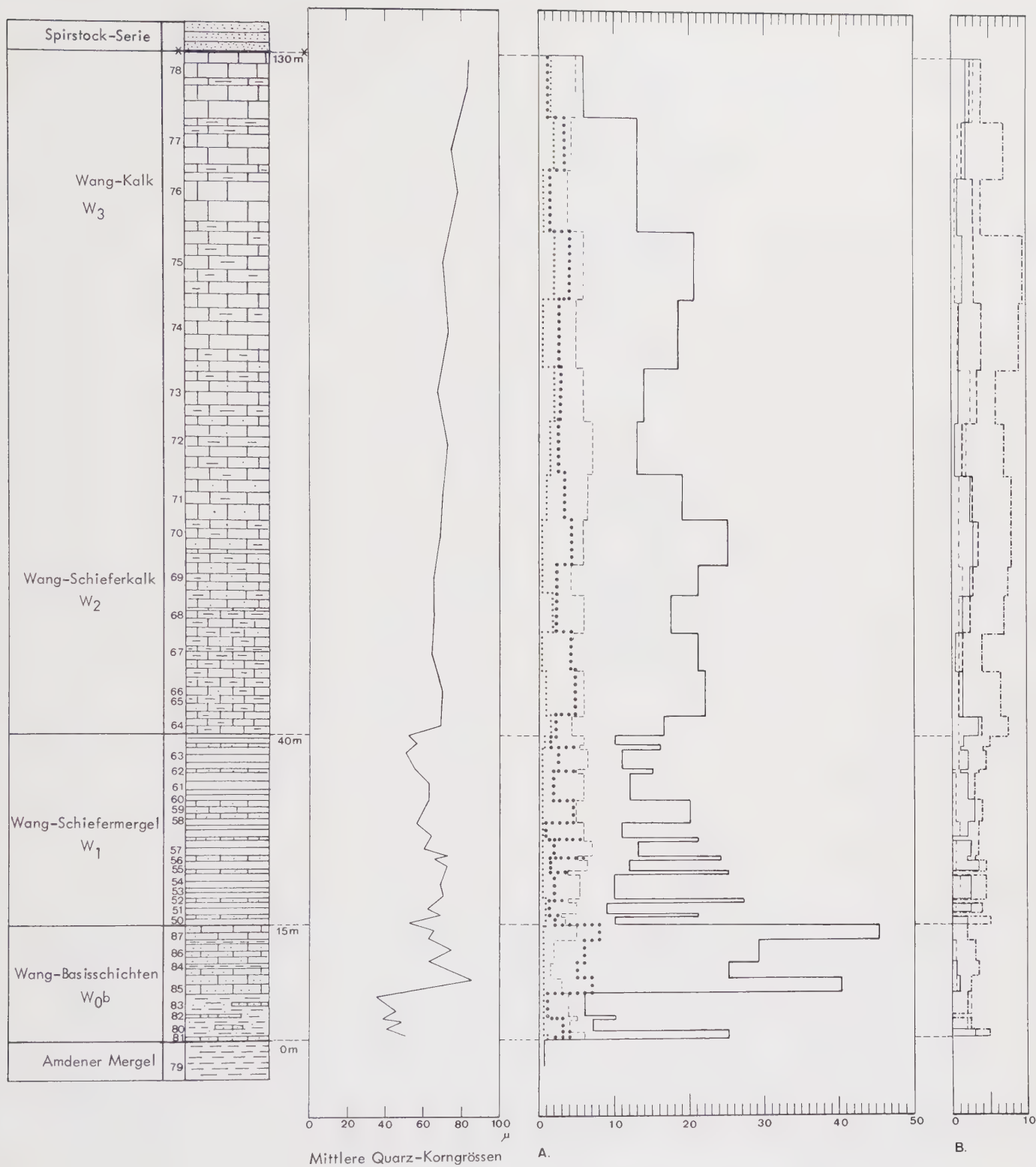


Fig. 8: Profil Wangflue (Koord. 703.000/207.870). Vertikales Verhalten der mittleren Quarz-Korngrößen. Prozentuale Anteile der Sedimentkomponenten (Legende siehe Gegenseite).

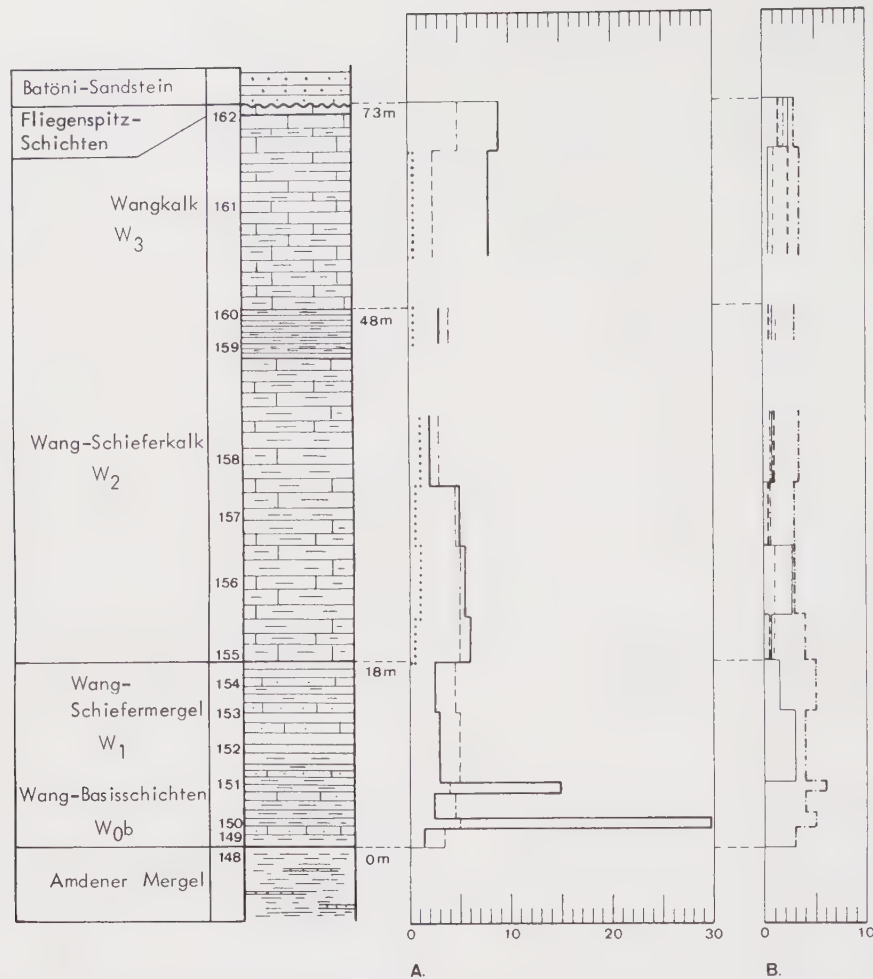


Fig. 9: Profil Batöni, Weisstannental (Koord. 745.900/202.750). Prozentuale Anteile der Sedimentkomponenten (Legende siehe S. 34).

Das Profil an der Wangflue (Fig. 8) mit den Wang-Basisschichten (W_{0b}) zeigt in der Korngrößen-Entwicklung 3 Zyklen. Die ersten beiden Zyklen gehören zu den Wang-Basisschichten (W_{0b}) und Wang-Schiefermergeln (W_1). Die Hauptmasse der Formation mit Wang-Schieferkalk (W_2) und Wang-Kalk (W_3) gehört dem dritten Zyklus an. Dies gilt auch für die Wang-Formation ausserhalb der Verbreitung der Wang-Basisschichten (W_{0b}), wo die Sedimentation nach dem Präwang-Unterbruch mit diesem dritten Zyklus einsetzt (die ersten beiden Zyklen liegen in der Wang-Breccie). In den Wang-Basisschichten (W_{0b}) stellen die Mergel mit den mittleren Korngrößen um 0,04mm die Fortsetzung der Amdener-Sedimentation dar. Der Wang-Zyklus beginnt mit der Sedimentation der Sandsteine in W_{0b} , womit sprunghaft mittlere Korngrößen von 0,06 bis 0,08 mm erreicht werden.

Vom Sternen-Grat bis ins Rawil-Gebiet (basaler Hiatus) wurden die mittleren Quarz-Korngrößen an der Formationsbasis bestimmt. Es zeigt sich, dass die Korngrößen von Osten gegen Westen und von Norden gegen Süden abnehmen. Allerdings ist bei einem derartigen Vergleich die Heterochronität der Formationsbasis nicht berücksichtigt. Jedoch ist der oben genannte Trend auch beim Vergleich der mittleren Korngrößen von gleichaltrigen Sedimenten festzustellen (Fig. 16). Diese Abnahme der mittleren Korngrößen von NE gegen SW gibt einen freilich nicht zwingenden Anhaltspunkt über die Schüttungsrichtung des detritischen Quarzes.

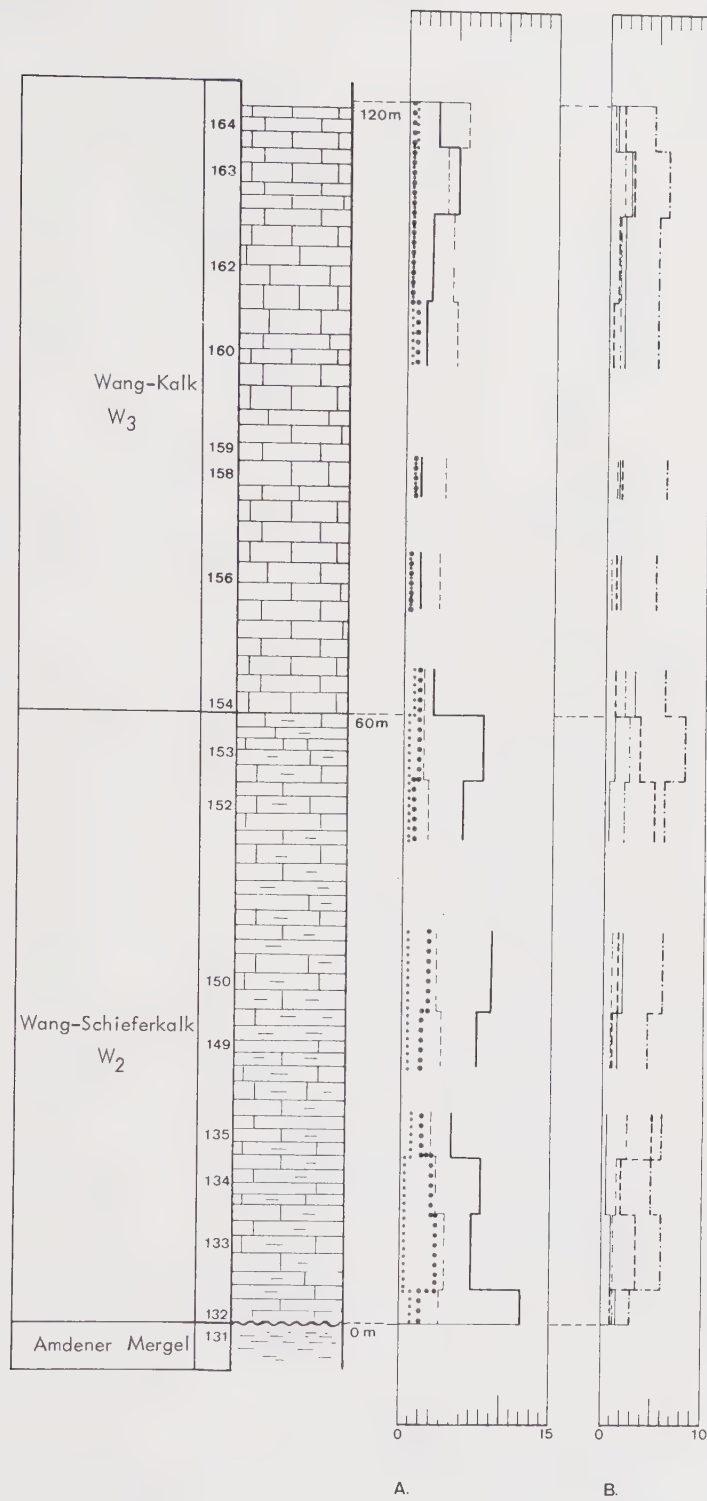


Fig. 10: Profil Unterbäch, Frohnalstock-Gebiet (Koord. 693.480/202.860). Prozentuale Anteile der Sedimentkomponenten (Legende siehe S. 34).

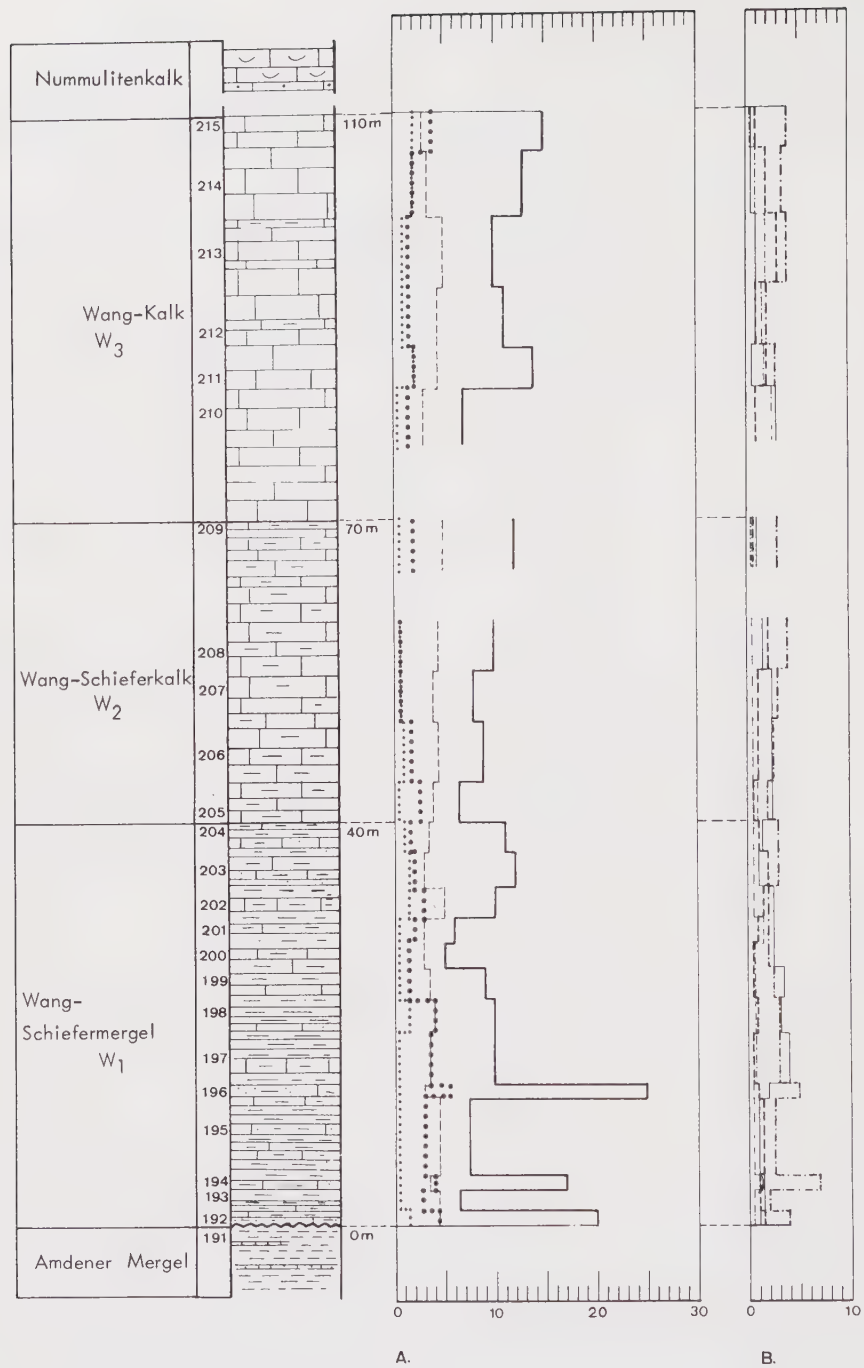


Fig. 11: Profil Fulberg, Bauen-Schwalms-Gebiet (Koord. 683.730/198.620). Prozentuale Anteile der Sedimentkomponenten (Legende siehe S. 34).

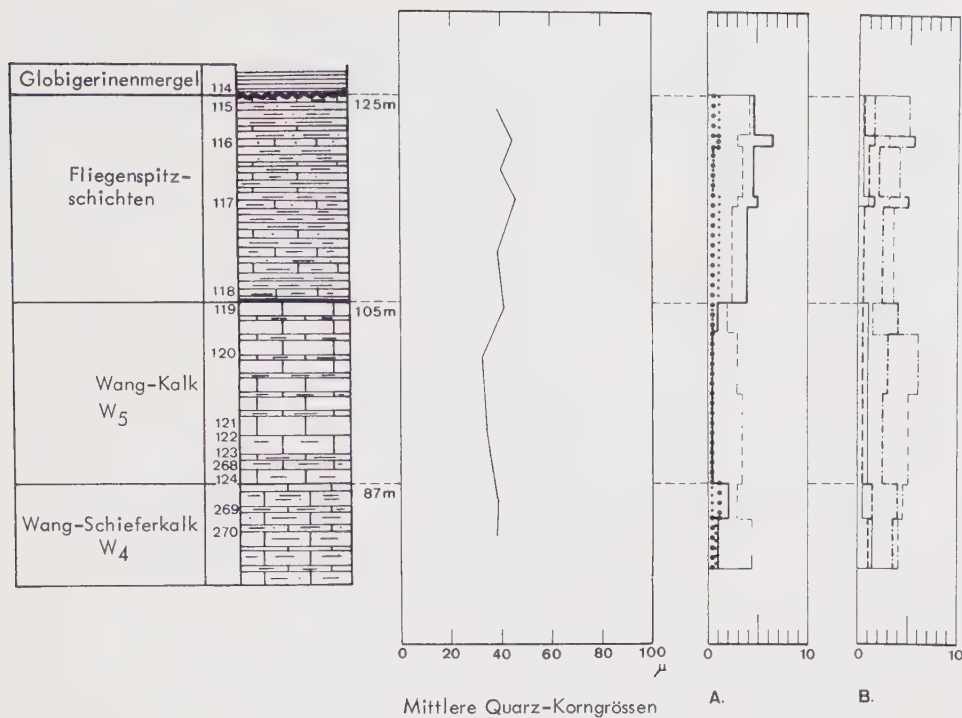


Fig. 12: Profil Rothornweg, Wilerhorn-Gebiet (Koord. 650.420/180.670). Vertikales Verhalten der mittleren Quarz-Korngrößen. Prozentuale Anteile der Sedimentkomponenten (Legende siehe S. 34).

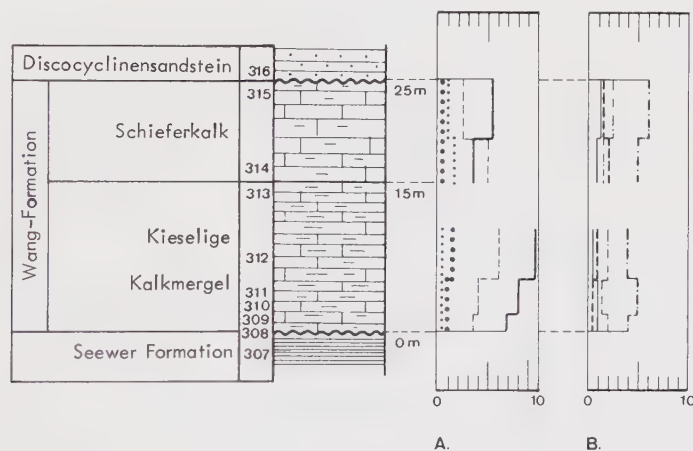


Fig. 13: Profil Lac des Audannes, Wildhorn-Gebiet (Koord. 595.900/132.430). Prozentuale Anteile der Sedimentkomponenten (Legende siehe S. 34).

Die Wang-Breccie

Die Wang-Breccie (W_{br}) tritt nur dort auf, wo die basale Schichtlücke maximal (bis Unterkreide und Malm) entwickelt ist. Sie kann auf Schrattenkalk (Wilerhorn-Gebiet, Rawil-Gebiet), Drusberg-Schichten (Frohnalpstock-Gebiet), Hauterivian-Kieselkalk (Wilerhorn) und Malmkalk (Regenboldshorn) liegen. Die Breccien-Komponenten setzen sich aus den fehlenden helvetischen Formationen der Unter- und Oberkreide zusammen, und die Matrix besteht aus leicht verkieselten, sandigen Mergelkalken. Die Mächtigkeit variiert ausserordentlich stark. Im Wilerhorn-Gebiet beispielsweise sind auf der Dundelalp 0,2 bis 0,4 m Wang-Breccie aufgeschlossen und schon 600 m südlicher, am Südhang des Turren, stehen gegen 30 m Breccie an.

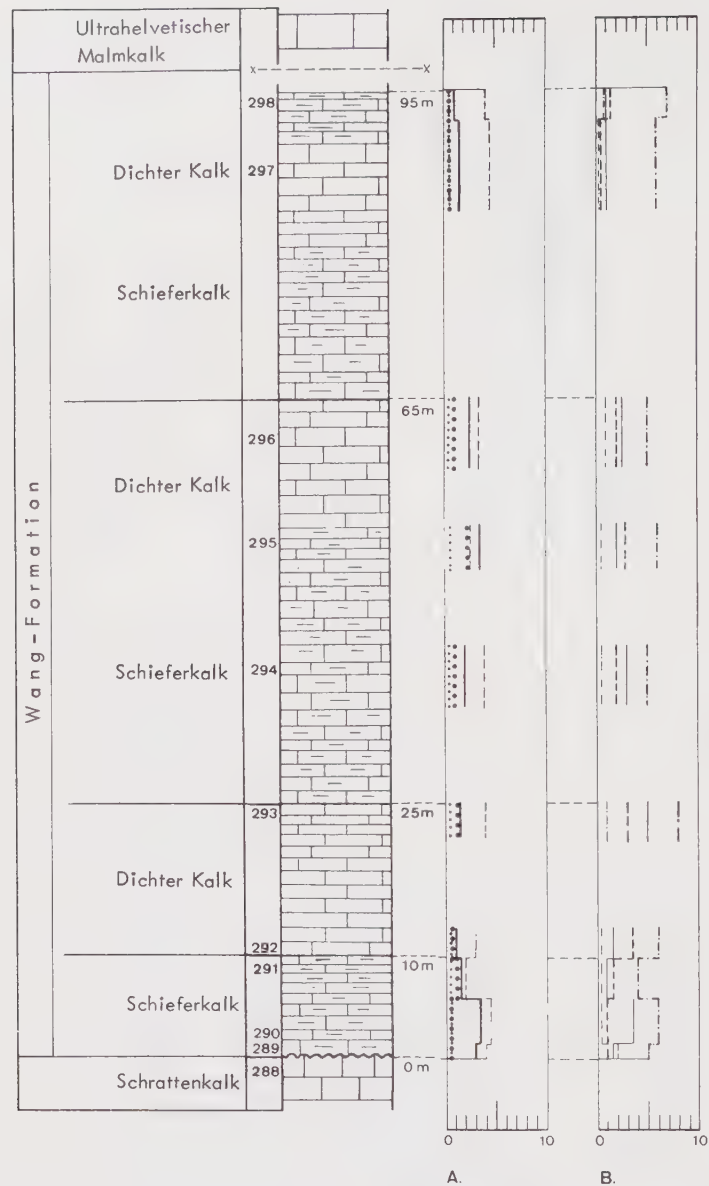


Fig. 14: Profil Pas de Maimbré, Wildhorn-Gebiet (Koord. 595.360/129.600). Prozentuale Anteile der Sedimentkomponenten (Legende siehe Seite 34).

Die *Matrix* der Wang-Breccie besteht aus sandigen Schieferkalken in typischer Wang-Fazies oder aus sandigen Mergeln, die teilweise amdenerähnlich sind.

Sandiger Schieferkalk: Braune, mergelige Grundmasse, meistens verkieselt. Detritischer Quarz bis 30 Vol.-%, mittlere Korngrößen 0,08 mm und 0,4–0,6 mm. Detritischer Karbonat-Gehalt stark variierend (1–15 Vol.-%), Mollusken-Fragmente (meistens Inoceramen), Echinodermen-Reste, Foraminiferen, Spongien-Nadeln. Dolomitische Rhomboeder bis 2 Vol.-% meist in homogener Verteilung. Glaukonit-Gehalt stark wechselnd (1–6 Vol.-%). Pyrit 2–5 Vol.-% als feine Körner oder in grösseren Anhäufungen.

Graubraune Mergel: Detritischer Quarz bis 15 Vol.-%, mittlere Korngrößen meist um 0,04 mm. Wenig detritische Karbonate bis 5 Vol.-%. Foraminiferenreich. Pyrit in feiner Verteilung bis 3 Vol.-%.

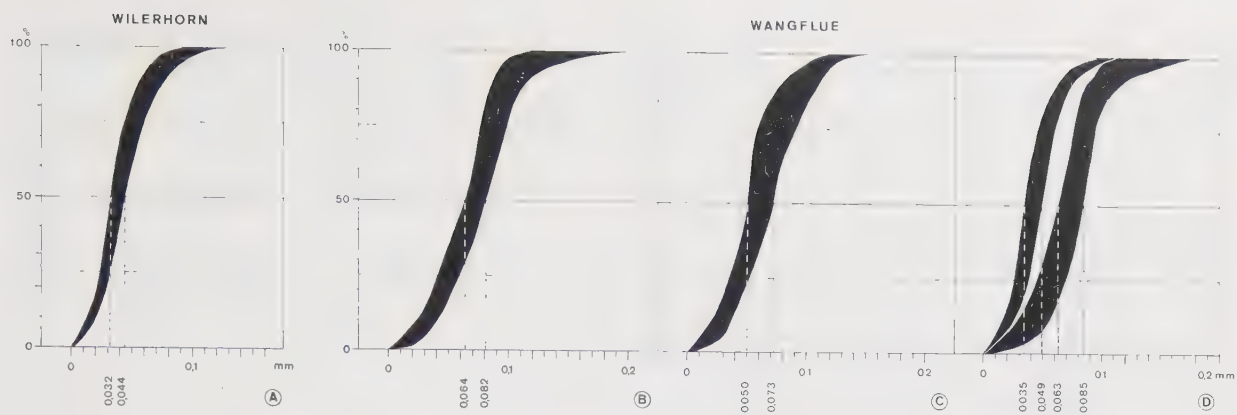


Fig. 15: Streuwerte der mittleren Quarz-Korngrößen (Md).

- A = Oberer Wang-Kalk W_5 und Wang-Schieferkalk W_4 , Profil Rothornweg, Wilerhorn-Gebiet
 B = Wang-Kalk W_1 und Wang-Schieferkalk W_2 , Profil Wangflue
 C = Wang-Schiefermergel W_1 , Profil Wangflue
 D = Wang-Basisschichten W_6b , Profil Wangflue

Die zwei Md -Werte der Wang-Basisschichten kommen durch den Wechsel von siltigen Mergeln mit Sandsteinen zustande.

	SW										NE
	Ultrahelvetikum	Rawil-Gebiet	Wilerhorn-Gebiet	Melchtal	Gummen-Kernalp	Bauen-Schwalmis	Frohnalpstock-Gebiet	Obere Sihltaler Alpen	Blattengratt-Komplex Wildhauser Schuppenzone	Vorarlberg	
Obermaastrichtian		3 35	2 40							3 40	
Mittelmaastrichtian	5 45	4 40	4 60	10 60	9 61	15 63				5 42	
Untermaastrichtian	10 50	6 49	5 61 8 65	12 65	11 70	10 68	5 67	15 80	9 65		
Obercampanian						12 63	10 64	20 65	4 45	8 55	

Fig. 16: Regionaler Vergleich der mittleren Quarz-Korngrößen und des Quarz-Gehaltes (Zahlen auf der linken Seite = Quarz-Gehalt in %, Zahlen auf der rechten Seite = mittlere Quarz-Korngrößen in $1/1000$ mm).

Die *Breccien-Komponenten* wurden von STAEGER (1944) ausführlich beschrieben. In dieser Arbeit wird auf eine Wiederholung detaillierter Beschreibungen verzichtet und das Augenmerk mehr auf die genetisch bedeutsamen Eigenschaften wie Grösse, Form, Häufigkeit und Verteilung der Komponenten gerichtet.

Die Komponenten der Wang-Breccie (*W₀br*) bestehen ausnahmslos aus südhelvetischen Gesteinen der zwischen der Wang-Breccie und ihrer Unterlage fehlenden Kreide-Formationen. Am häufigsten treten Seewer Kalke, Brisi-Echinodermenbreccie und Brisi-Sandsteine auf. Das Vorherrschen von Seewer-Kalk-Komponenten kann an allen Profilen (vom Regenboldshorn bis ins Frohnalpstock-Gebiet) beobachtet werden. Sedimente der Unterkreide (Schrattenkalk, Drusberg-Schichten, Kieselkalk) finden sich vorwiegend in den unteren Teilen der südlichen Breccien-Profile. Beispielsweise können am Turren (Fig. 17) Anhäufungen von Schrattenkalk-Komponenten nur an der auf Schrattenkalk liegenden Breccien-Basis festgestellt werden. Diese Schrattenkalk-Blöcke sind bis zu 2 m gross und stammen von der Unterlage ohne grösseren Transportweg. Die mergeligen Horizonte der helvetischen Kreide wurden in der Wang-Breccie als Matrixmaterial aufgearbeitet. So erweisen sich die meisten Mergelhorizonte in der Wang-Breccie lithologisch als aufgearbeitete Amdener Mergel, was auch durch die mikropaläontologischen Untersuchungen bestätigt wurde (Fig. 35, 36).

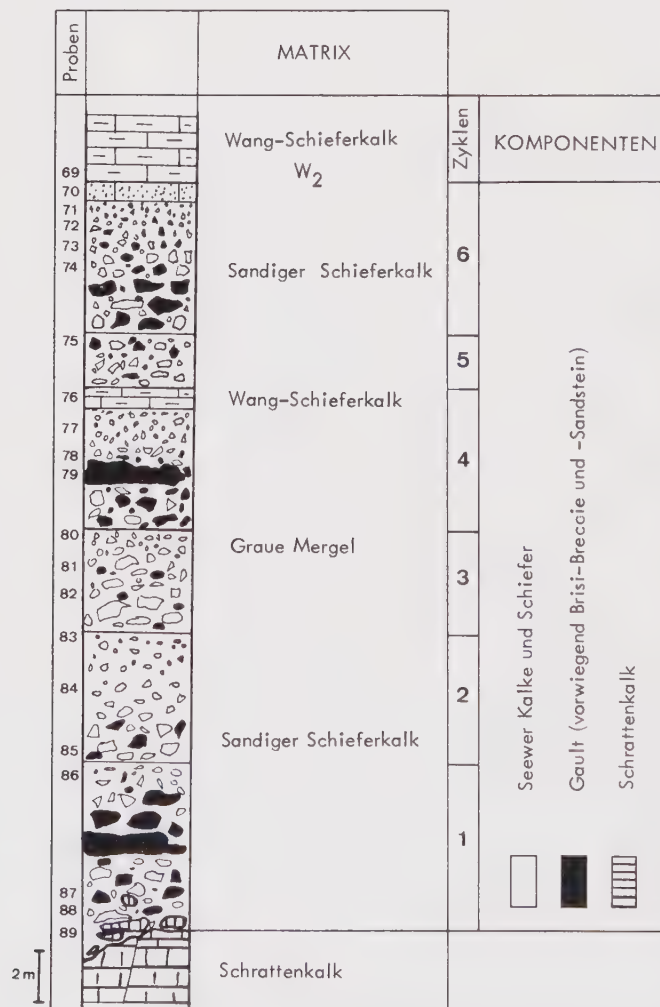


Fig. 17: Breccien-Profil Turren, Wilerhorn-Gebiet (Koord. 651.120/182.230).

Die Komponenten variieren in der Grösse von mikroskopisch kleinen Körnern bis zu mehreren Metern. Im Rawil-Gebiet, der Schwalmeren, am Wilerhorn und im Frohnalpstock-Gebiet können ganze Blöcke und vollständige Schichtpakete der helvetischen mittleren und oberen Kreide (bis zu 15 m Mächtigkeit) in der basalen Wang-Formation vorkommen. Diese Schichtpakete sind in typischem Wang-Sediment eingebettet.

Nebst einigen gerundeten Formen sind die meisten Breccien-Komponenten unregelmässig eckig. Schon STAEGER (1944) erwähnte eine Zertrümmerung vieler Komponenten, wodurch zwei benachbarte Bruchstücke aufeinanderpassende Bruchflächen aufweisen (Fig. 18). Viele Komponenten aus Seewer Kalk sind zerbrochen und in den feinsten Bruchspalten mit sandigem Matrixmaterial gefüllt (Taf. I/8–9). Die abgespaltenen Trümmer bewegten sich schwimmend in der Matrix. Viele der grösseren Komponenten zeigen im Dünnschliff an den Rändern auf diese Weise eine Aufspaltung in kleinere Stücke (Fig. 18). Einige Komponenten weisen mit der Matrix verfließende Konturen auf, andere bilden eine scharfe Grenze zum Matrixmaterial. Diese Phänomene deuten darauf hin, dass das Komponentenmaterial, so vor allem der Seewer Kalk und die Amdener Mergel, sich bei der Breccienbildung noch nicht oder in nur teilweise verfestigtem Zustand befand. An keiner Komponente der Wang-Breccie wurden alte subaërische Verwitterungserscheinungen festgestellt.



Fig. 18: Angeschliffene Wang-Breccie.

Die Komponenten bestehen aus Seewer Kalk. Die beiden oberen Komponenten bestanden vor der Breccienbildung aus einem Stück, was anhand der aufeinanderpassenden Formen gut ersichtlich ist. Der Seewer Kalk befand sich zur Zeit der Breccienbildung noch nicht in völlig verfestigtem Zustand. Handstück 75/65, Dundelalp, Wilerhorn-Gebiet.



Fig. 19: Transport der Breccien-Komponenten gegen Süden.

Beziehungen der Komponenten-Zusammensetzung der Wang-Breccie (W_{br}) zur Unterlage.

A = Amdener Mergel	D = Drusberg-Schichten
S = Seewer Kalk	K = Kieselkalk
G = Gault	V = Valanginien
Sch = Schrattenkalk	M = Malm

Die beschriebenen Eigenschaften der Wang-Breccie lassen auf eine submarine Bildung schliessen. Die Komponenten wurden im Obercampanian submarin aufgearbeitet und bewegten sich als «Débris-Flow» (MIDDLETON & HAMPTON 1973) unter Schweregleitung zusammen mit unverfestigtem Matrixmaterial (S. 78).

Für einen derartigen gravitativen Transport spricht die beobachtete zyklische Ablagerung der Wang-Breccie, wie sich in der Gradierung der maximalen Komponenten-Durchmesser erkennen lässt. Im Profil Turren (Fig. 17) können über sechs Zyklen unterschieden werden, die alle eine deutliche Abnahme der maximalen Komponenten-Durchmesser von unten nach oben aufweisen. Zudem verringert sich im gleichen Sinne die Häufigkeit der Komponenten, so dass der sandige Schieferkalk der Breccien-Matrix am Ende eines Zyklus weitgehend komponentenfrei werden kann. Interessanterweise treten mergelige Horizonte mit einer amdenerähnlichen Lithologie vorwiegend an Zyklen-Obergrenzen auf.

Im nördlicher gelegenen 0,4 m mächtigen Breccien-Profil Dundel konnten drei Zyklen unterschieden werden. Es gelang nicht, einzelne Zyklen verschiedener Profile miteinander zu korrelieren. Die zyklische Ablagerung der Breccien-Komponenten lässt über die Transportrichtung keinerlei Schlüsse zu, auch wenn in mächtigeren südlicheren Profilen im Wilerhorn-Gebiet mehr Zyklen unterschieden werden können als in den geringmächtigeren nördlichen Profilen. Auf einen südwärts gerichteten Transport weist die Komponenten-Verteilung der Breccie hin: Die Komponenten bestehen immer aus jüngeren oder gleichaltrigen Sedimenten wie in der Unterlage der Breccie. Es gibt beispielsweise keine Hauterivian-Kieselkalke als Komponenten, wenn das Liegende der Breccie aus Barremian-Schrattenkalk gebildet ist. Dagegen treten cenoman-turon Seewer Kalke als Breccien-Komponenten über allen Unterkreide-Formationen und im Ultrahelvetikum des Berner Oberlandes sogar über Malm auf (Fig. 19).

Recht häufig sind mergelige Lagen in der Wang-Breccie. Sie sind lithologisch und paläontologisch mit den Amdener Mergeln vergleichbar. Schrattenkalk-Komponenten treten verhältnismässig wenig auf, was ausser mit der Transportrichtung auch mit der Vermergelung des Schrattenkalkes gegen Süden zusammenhängen könnte (ARBENZ 1905).

Paläontologie

Planktonische Foraminiferen

Innerhalb der planktonischen Foraminiferen hat sich besonders die Gattung *Globotruncana* CUSHMAN weltweit für eine detaillierte Gliederung der jüngeren Oberkreide (Turonian–Maastrichtian) als geeignet erwiesen. Die Oberkreide des Helvetikums wurde erstmals anhand von *Globotruncana*-Dünnschliffen von BOLLI (1944) stratigraphisch unterteilt. Mit ihrer explosiven Entwicklung im Campanian–Maastrichtian bekommen auch Heterohelicien stratigraphische Bedeutung. Dank ihres relativ häufigen Auftretens in der Wang-Formation halfen sie mit, dort die *Globotruncana*-Gliederung zu bestätigen. In nur geringer Häufigkeit und in meist unbestimmbarem Erhaltungszustand treten Exemplare der Gattungen *Rugoglobigerina*, *Hedbergella*, *Globigerinelloides* und *Ventilabrella* auf.

Da *Globotruncana* und Heterohelicien die einzigen Fossilgruppen der Wang-Formation darstellen, welche genauere biostratigraphische Aussagen ermöglichen, wurde auf deren Auswertung besonders Wert gelegt. Die auftretenden Arten sind in der Literatur bereits so ausführlich beschrieben, dass hier auf eine diagnostische Beschreibung verzichtet wird. Es werden daher lediglich einige besonders typische und vor allem abweichende Merkmale hervorgehoben. Die Bestimmungen erfolgten sowohl an geschlammten Formen als auch in Dünnschliffen.

Globotruncanen lassen durch ihre ein- bzw. zweikielige und trochospiral-variable Form art-spezifische Merkmale auch in geeigneten Axialschnitten erkennen. Eine Erleichterung für die Bestimmung der Globotruncanen im Dünnschliff-Bild war auch durch die Kenntnis der Faunen-Assoziation aus den geschlammten Proben gegeben. Die gegenseitigen Vergleiche gewährten somit eine sichere Artbestimmung. Über Studien an Axialschnitten von Globotruncanen besteht eine umfangreiche Literatur, wobei einige Autoren durch orientiertes Schleifen von vorher isolierten Formen die artspezifischen Merkmale an den Schnittbildern herausarbeiteten (PESSAGNO 1967, LONGORIA 1970, POSTUMA 1971 u. a.). Erschwerend für die Globotruncanen-Bestimmung wirkte sich ihr nur spärliches Auftreten in den meisten Schichten der Wang-Formation aus. Die Zufälligkeit der Schnittlagen und die Notwendigkeit von geeigneten Axialschnitten verringerte dabei die ohnehin schon kleine bestimmbare Individuenzahl. Dieser Nachteil konnte nur durch eine grosse Anzahl von Dünnschliffen ausgeglichen werden.

Von 22 aus Schlammproben der Wang-Formation bestimmten Globotruncanen-Arten wurden folgende 12 auch im Dünnschliff erkannt:

<i>Globotruncana gansseri</i> BOLLI	(Tafel IV: Fig. 8, 9)
<i>Globotruncana contusa</i> (CUSHMAN)	(Tafel IV: Fig. 11, 12)
<i>Globotruncana stuarti</i> (DE LAPPARENT)	(Tafel IV: Fig. 1, 2)
<i>Globotruncana stuartiformis</i> DALBIEZ	(Tafel IV: Fig. 3, 4, 5, 6)
<i>Globotruncana elevata</i> (BROTZEN)	
<i>Globotruncana leupoldi</i> BOLLI	(Tafel IV: Fig. 18)
<i>Globotruncana arca</i> (CUSHMAN)	(Tafel IV: Fig. 10, 14)
<i>Globotruncana linneiana</i> (D'ORBIGNY)	
<i>Globotruncana bulloides</i> VOGLER	(Tafel IV: Fig. 7)
<i>Globotruncana fornicata</i> PLUMMER	(Tafel IV: Fig. 13, 15)
<i>Globotruncana tricarinata</i> (QUEREAU)	(Tafel IV: Fig. 17)
<i>Globotruncana lapparenti</i> BROTZEN	

Die Gruppe der Heteroheliciden erlebte in der obersten Kreide, vom Campanian an, eine beschleunigte Evolution und entwickelte zu Beginn des Maastrichtian aus den biserialen Formen multiseriale Gehäuse. Im Dünnschliff sind die zartschaligen und kleinwüchsigen Formen recht häufig, lassen sich aber nicht näher bestimmen. Die multiseriellen Gehäuse der Gattung *Racemiguembelina* ermöglichen aber zumindest eine Unterscheidung zwischen Campanian und Maastrichtian.

Gattung *Globotruncana* CUSHMAN 1927

Globotruncana arca (CUSHMAN)

(Taf. IV, Fig. 10, 14; Taf. VI, Fig. 6)

1926 *Pulvinulina arca* CUSHMAN: Contr. Cushman Lab. foram. Res. 2, S. 23, Taf. 3, Fig. 1 a-c.

Die Art ist in der Wang-Formation im Schliff- und Schlammmaterial in relativ grosser Häufigkeit anzutreffen und gut bestimmbar.

Globotruncana bulloides VOGLER

(Taf. IV, Fig. 7; Taf. V, Fig. 3)

1941 *Globotruncana linnei bulloides* VOGLER: Palaeontographica (4), Suppl. 4, S. 287, Taf. XXIII, Fig. 32-39.

Diese zweikielige Art zeigt die typische kugelige Aufwölbung der Kammern auf beiden Seiten und zwei gut getrennte Kiele.

Globotruncana cf. *bulloides* VOGLER

Die beiden Kiele dieser Individuen liegen weiter auseinander als bei den typischen Formen; die Aufwölbung der Kammern ist nicht sehr ausgeprägt (Proben 75/104, 74/88 Schülberg).

Globotruncana calcarata CUSHMAN

1927 *Globotruncana calcarata* CUSHMAN: Contr. Cushman Lab. foram. Res. 3, S. 115, Taf. 23, Fig. 10a-b.

Diese Art konnte im gewaschenen Material nirgends gefunden werden. Im Schliffbild jedoch zeigen einige Schnitte einen spitz auslaufenden peripheren Rand mit Andeutungen von Stachelbildung.

Globotruncana carinata DALBIEZ

1955 *Globotruncana ventricosa carinata* DALBIEZ: Micropaleontology 1/2, S. 168, Fig. 8.

Diese für das Obersantonian typische Form kommt in der mergeligen Matrix der Wang-Breccie von Dundelalp vor, was darauf hinweist, dass die Fauna der Wang-Breccie teilweise aus den Amdener Mergeln aufgearbeitet wurde (Probe 75/63). In den Amdener Mergeln, beispielsweise am Schülberg und der Rotwand, ist die Form relativ häufig vertreten.

Globotruncana conica WHITE

(Taf. VII, Fig. 4)

1928 *Globotruncana conica* WHITE: J. Paleont. 2/4, S. 285, Taf. 38, Fig. 7.

Die hochtrochospirale und einkielige Form erscheint in der Wang-Formation etwas flacher als ursprünglich beschrieben, zeigt aber sonst alle übrigen Charakteristika.

Globotruncana contusa (CUSHMAN)

(Taf. IV, Fig. 11, 12; Taf. VII, Fig. 1)

1926 *Pulvinulina arca* var. *contusa* CUSHMAN: Contr. Cushman Lab. foram. Res. 2, S. 23.

Von BOLLI et al. (1957), CITA-SIRONI (1963) und PESSAGNO (1967) wird *G. contusa* als Nachfahre von *G. fornicata* betrachtet. In der Wang-Formation konnten Übergangsformen in folgenden Proben bestimmt werden: 75/129, Untermaastrichtian, Wilerhorn; 73/154, Untermaastrichtian, Underbäch; 74/210 und 74/211, Untermaastrichtian, Fulberg. Typische *G. contusa* in der charakteristischen hochtrochospiralen Ausbildung treten im mittleren Maastrichtian zusammen mit *G. gansseri* auf. Zwischenformen, deren Spirale weniger hoch ist, wurden als *G. fornicata-contusa* bestimmt.

Globotruncana coronata BOLLI

(Taf. V, Fig. 1)

1944 *Globotruncana lapparenti coronata* BOLLI: Eclogae geol. Helv. 37/2, S. 233, Fig. 1.

Das flache Gehäuse dieser Art besitzt zwei nahe beieinanderliegende Kiele. Ihr Vorkommen beschränkt sich auf die ältesten Wang-Anteile der Oberen Sihltaler Alpen, wo einige wenige Exemplare in typischer Ausbildung gefunden wurden. In der mergeligen Matrix der Wang-Breccie findet man *G. coronata* aus Amdener Mergeln aufgearbeitet.

Globotruncana cf. *coronata* BOLLI

Grosswüchsige und höherspirale Formen, die sich von *G. coronata* in der grösseren Kammerzahl unterscheiden, treten am Schülberg auf. Einige Exemplare besitzen im letzten Umgang 9 Kammern und sehen *G. rosetta* ähnlich (Proben 75/104, 74/85 Schülberg).

Globotruncana elevata (BROTZEN)

(Taf. VI, Fig. 3)

1934 *Rotalia elevata* BROTZEN: Z. dtsh. Palästina-Ver. 57, S. 66, Taf. 3, Fig. c.

Die typische *G. elevata* besitzt ein kleines, auf der Spiralseite abgeplattetes Gehäuse mit stark gebogenen Suturen an den letzten 3 Kammern. Die spiralseitigen Suturen der Formen aus der Wang-Formation sind nicht typisch, sondern gleichen eher den Suturen von *G. subspinosa* und *G. stuartiformis*.

Globotruncana cf. *elevata* (BROTZEN)

Einige *elevata*-Formen haben auf der Spiralseite, an den letzten 3 Kammern spitz auslaufende Suturen wie sie für *G. stuartiformis* typisch sind, zeigen aber sonst die für *G. elevata* typische Gehäusegestalt (Proben 73/83 Wangflue, 74/74 und 74/83 Fidisberg, 74/256 Melchtal, 75/143 Vorarlberg, 73/148 Underbäch).

Die folgenden zwei *elevata*-Formen wurden als Zwischenformen oder Übergangsformen zu *G. stuartiformis* und *G. subspinosa* von der typischen *G. elevata* unterschieden:

Globotruncana elevata-stuartiformis

In diese Gruppe wurden Formen gestellt, die grosswüchsiger als die charakteristische *G. elevata* sind und deren spiralseitige Suturen zweier benachbarter Kammern des letzten Umganges ähnlich wie bei *G. stuartiformis* ausgebildet sind (Probe 75/92 Chruterenbach).

Globotruncana elevata-subspinosa

(Taf. VI, Fig. 2)

Die Winkel zwischen den Suturen zweier benachbarter Kammern des letzten Umganges sind spitz und ähnlich wie bei *G. subspinosa* (Probe 74/85 Schülberg). Die Form gleicht aber in den sonstigen Merkmalen *G. elevata*.

Globotruncana fornicata PLUMMER

(Taf. IV, Fig. 13, 15; Taf. V, Fig. 4)

1931 *Globotruncana fornicata* PLUMMER: Bull. Univ. Texas 3101, S. 198, Taf. XIII, Fig. 4-6.

Die ziemlich hochtrochospirale *G. fornicata* besitzt im letzten Umgang vier bis fünf langezogene Kammern. Formen mit höherer Kammerzahl und Übergangsformen zu *G. contusa* wurden als *G. cf. fornicata* und *G. fornicata-contusa* bestimmt.

Globotruncana cf. *fornicata* PLUMMER

Die Kammerzahl im letzten Umgang beträgt sechs bis sieben, anstatt 4-5 wie bei der ursprünglich beschriebenen Form (Probe 74/233 Vorarlberg).

Globotruncana fornicata-contusa

(Taf. IV, Fig. 16)

Diese Übergangsformen zeichnen sich durch das höherentrochospirale Gehäuse und den gegen den Umbilikus geneigten Doppelkiel aus.

Globotruncana gagnebini TILEV

(Taf. VII, Fig. 5)

1951 *Globotruncana gagnebini* TILEV: Publ. Inst. Etud. Rech. min. Turquie (B), 16, S. 50, Fig. 14.

Die doppelkielige Art ist in der Wang-Formation selten. Sie wurde im obersten Maastrichtian des Wilerhorns in wenigen Exemplaren festgestellt.

Globotruncana cf. *gagnebini* TILEV

Im letzten Umgang fünf bis sechs Kammern zählende und auf der Umbilikalseite nicht so stark konvexe Formen wie bei der ursprünglich beschriebenen Art (Proben 75/92 und 75/105, Chruterenbach).

Globotruncana gansseri BOLLI

(Taf. IV, Fig. 8, 9; Taf. VII, Fig. 3)

1951 *Globotruncana gansseri* BOLLI: J. Paleont. 25/2, S. 196, Fig. 1-3.

Die kleinwüchsige, einkielige Art tritt in den oberen Teilen der Profile des Wilerhorns, des Chruterenbachs und des Vorarlbergs recht häufig auf. An der flachen Spiralseite und der stark konvexen Umbilikalseite ist sie auch im Dünnschliff gut erkennbar.

Globotruncana havanensis VOORWIJK

(Taf. VII, Fig. 6)

1937 *Globotruncana havanensis* VOORWIJK: Proc. k. nederl. Akad. Wetensch. 40, S. 135, Taf. 1, Fig. 25, 26, 29.

1951 *Globotruncana citae* BOLLI: J. Paleont. 25/2, S. 179, Taf. 35, Fig. 4-6.

Die beidseits gerundeten Kammern haben einen schwachen Kiel, der an den korrodierten Formen aus der Wang-Formation häufig nicht mehr erkennbar ist.

Globotruncana lapparenti BROTZEN

1936 *Globotruncana lapparenti* BROTZEN: Sveriges geol. Unders. (C), 396, S. 175.

Diese flache, im Querschnitt rechteckige Form unterscheidet sich von *G. linneiana* nur durch die Einbuchtung zwischen den beiden Kielen. In Campan-Anteilen der Wang-Formation recht häufig.

Globotruncana leupoldi BOLLI

(Taf. IV, Fig. 18; Taf. V, Fig. 6)

1944 *Globotruncana leupoldi* BOLLI: Eclogae geol. Helv. 37/1, S. 235, Fig. 1; Taf. IX, Fig. 17.

1967 *Globotruncana stephensoni* PESSAGNO: Palaeontographica amer. V/37, S. 354, Taf. 69, Fig. 1-7; Taf. 96, Fig. 5, 6.

Das trochospirale Gehäuse besteht im letzten Umgang aus sechs bis sieben Kammern, welche zwei nahe zusammenliegende Kiele tragen, wovon der zweite, näher dem Umbilikus liegende, häufig nur schwach ausgebildet ist oder bei den letzten Kammern fehlen kann.

Globotruncana linneiana (D'ORBIGNY)

(Taf. V, Fig. 5)

1839 *Rosalina linneiana* D'ORBIGNY: In R. DE LA SAGRA: Histoire physique et naturelle de l'Île de Cuba, Bertrand, Paris, 8, S. 110, Taf. 5, Fig. 10-12.

Diese Form ist leicht mit *G. lapparenti* zu verwechseln. Das beidseits flache Gehäuse ist nur schwach trochospiral, die beiden Kiele liegen weit auseinander, und das Band zwischen den Kielen ist gegen aussen gewölbt.

Globotruncana mayaroensis BOLLI

(Taf. VII, Fig. 2)

1951 *Globotruncana mayaroensis* BOLLI: J. Paleont. 25/2, S. 198, Taf. 35, Fig. 10, 12.

Im Gebiet des Wilerhorns und im Vorarlberg reicht die Wang-Formation bis in die *Globotruncana mayaroensis*-Zone hinauf, worin die markante Zonenleitform zusammen mit *G. gansseri* und *G. contusa* häufig auftritt.

Globotruncana primitiva DALBIEZ

1955 *Globotruncana ventricosa primitiva* DALBIEZ: Micropaleontology 1/2, S. 168, Fig. 6.

Diese Form des Coniacian–Santonian wurde vermutlich aus den Choltal-Schichten oder der Amdener Formation aufgearbeitet (Probe 75/66 Dundelalp, Wang-Breccie).

Globotruncana cf. *rosetta* (CARSEY)

1926 *Globigerina rosetta* CARSEY: Bull. Univ. Texas 2612, S. 44 Taf. 5, Fig. 3a–c.

Viel grosswüchsiger (Durchmesser bis 0,9 mm) als die typische *G. rosetta* (Durchmessermaximum: 0,5–0,6 mm, SLITER 1968) (Probe 74/83 Fidisberg).

Globotruncana stuarti (DE LAPPARENT)

(Taf. VI, Fig. 5; Taf. IV, Fig. 1, 2)

1918 *Rosalina stuarti* DE LAPPARENT: Mem. Explic. Carte géol. dét. France 11, Fig. 4.

Die niedrig trochospirale, bikonvexe *G. stuarti* ist in gewaschenen Proben und auch im Schliffbild gut bestimmbar. Von den ebenfalls einkieligen *G. elevata* und *G. stuartiformis* ist sie durch den Verlauf der Suturen auf der Spiralseite und durch den charakteristischen Axialschnitt unterscheidbar. Sie tritt im Maastrichtian der Wang-Formation relativ häufig auf.

Globotruncana stuartiformis DALBIEZ

(Taf. IV, Fig. 3–6; Taf. VI, Fig. 4)

1955 *Globotruncana elevata stuartiformis* DALBIEZ: Micropaleontology 1/2, S. 169, Fig. 10a–c.

Diese Art unterscheidet sich von *G. stuarti* vor allem durch die Suturen und den abgeflachten letzten Umgang auf der Spiralseite. Sie kommt in der Wang-Formation relativ häufig vor. Frühere Bearbeiter der Wang-Schichten (ZIMMERMANN 1936, BISIG 1957, RÜEFLI 1959, WEGMANN 1961) bestimmten die Form als *G. stuarti*.

Globotruncana subspinosa PESSAGNO

(Taf. VI, Fig. 1)

1960 *Globotruncana subspinosa* PESSAGNO: Micropaleontology 6/1, S. 101, Taf. 1, Fig. 1–9; Taf. 5, Fig. 5; Taf. 7, Fig. 4–6.

Die spiralseitigen Suturen sind dreieckig und in Richtung der jeweils älteren Kammer zugespitzt. Übergangsformen *G. elevata*–*subspinosa* sind im unteren Obercampanian häufig.

Globotruncana tricarinata (QUEREAU)

(Taf. IV, Fig. 17; Taf. V, Fig. 2)

1893 *Pulvinulina tricarinata* QUEREAU: Beitr. geol. Karte Schweiz (N.F.) 3, Taf. V, Fig. 3a.

Typisch für diese Art ist der «dritte Kiel», der den Rand der umbilikalen Vertiefung bildet, woran die Form auch im Dünnschliff erkennbar ist.

Globotruncana cf. trinidadensis GANDOLFI

1955 *Globotruncana caliciformis trinidadensis* GANDOLFI: Bull. amer. Paleont. 36/155, S. 47, Taf. 3, Fig. 2a-c.

Wenige, schlecht erhaltene Exemplare dieser Form kommen in der Probe 74/256 (Melchtal) zusammen mit *G. contusa* vor.

Globotruncana ventricosa WHITE

1928 *Globotruncana canaliculata* var. *ventricosa* WHITE: J. Paleont. 2/4, S. 284, Taf. 38, Fig. 5a-c.

Nur wenige Exemplare dieser leicht mit *G. tricarinata* zu verwechselnden, jedoch umbilikal höheren Form, treten an der Basis der Wang-Formation vom Stock (74/56) und in der Wang-Breccie des Wilerhorns (75/131) auf.

Gattung *Archaeoglobigerina* PESSAGNO 1967

Archaeoglobigerina blowi PESSAGNO

1967 *Archaeoglobigerina blowi* PESSAGNO: Paleontographica amer. V/37, S. 316, Taf. 59, Fig. 1-10; Taf. 94, Fig. 2-3.

Diese trochospirale Form mit kugeligen Kammern, welche am peripheren Rand zwei schwache Kiele tragen, konnte nur am Fidisberg (74/83) festgestellt werden.

Gattung *Gublerina* KIKOÏNE 1948

Gublerina robusta DE KLASZ

(Taf. VIII, Fig. 5)

1953 *Gublerina acuta robusta* DE KLASZ: Geologica bavar. 17, S. 247, Taf. 8, Fig. 42b, 5a-b.

In seltenen Exemplaren im oberen Maastrichtian des Wilerhorns, im Chruterenbach und im Vorarlberg.

Gattung *Heterohelix* EHRENBURG 1843

Heterohelix glabrans (CUSHMAN)

1938 *Guembelina glabrans* CUSHMAN: Contr. Cushman Lab. foram. Res. 14, S. 15, Taf. 3, Fig. 1-2.

Die meist schlecht erhaltenen, zartschaligen Formen aus Proben des Obercampanian und des Maastrichtian wurden als *H. glabrans* oder *H. cf. glabrans* bestimmt.

Heterohelix globulosa (EHRENBURG)

(Taf. VIII, Fig. 4)

1840 *Textularia globulosa* EHRENBURG: Abh. k. preuss. Akad. Wiss., S. 135, Taf. 4, Fig. 2-5, 7-8.

Diese Art ist vor allem in campanen Anteilen der Wang-Formation recht häufig. Vermutlich gehören die meisten im Dünnschliff auftretenden biserialen Heteroheliden auch zu dieser Art.

Gattung *Planoglobulina* CUSHMAN 1927

Planoglobulina carseyae (PLUMMER)

1931 *Ventilabrella carseyae* PLUMMER: Bull. Univ. Texas 3101, S. 178, Taf. 9, Fig. 7-9.

Wurde nur im oberen Maastrichtian des Wilerhorn-Gebietes beobachtet.

Gattung *Pseudotextularia* RZEHAKE 1891

Pseudotextularia elegans s.s. (RZEHAKE)

(Taf. VIII, Fig. 2)

1891 *Cuneolina elegans* RZEHAKE: Ann. nathist. Mus. Wien 6, S. 4.

Schmale biserialle Formen, deren Anfangskammern sich kontinuierlich vergrössern (SMITH & PESSAGNO 1973).

Pseudotextularia elegans s. l. (RZEHAKE)

(Taf. VIII, Fig. 1)

1891 *Cuneolina elegans* RZEHAKE: Ann. nathist. Mus. Wien 6, S. 4.

Dickere Form, deren Kammern sehr rasch an Grösse zunehmen (SMITH & PESSAGNO 1973).

Pseudotextularia intermedia DE KLASZ

(Taf. VIII, Fig. 3)

1953 *Pseudotextularia intermedia* DE KLASZ: Geologica bavar. 17, S. 231, Taf. 5, Fig. 2a-c.

Diese Art unterscheidet sich von *P. elegans* durch Bildung von mehreren kleinen Zusatzkammern. Sie tritt im höheren Maastrichtian des Wilerhorn-Gebietes zusammen mit *Racemiguembelina* auf.

Gattung *Racemiguembelina* GALLITELLI 1957

Racemiguembelina fructicosa (EGGER)

(Taf. VIII, Fig. 6)

1899 *Guembelina fructicosa* (EGGER): Abh. bayer. Akad. Wiss., Abt. 1, 21 (1902), S. 35, Taf. 14, Fig. 8-9.

Diese Art hat ein kurzes biserialles Anfangsstadium, entwickelt aber rasch multiserial angeordnete Kammern. Ihr Vorkommen ist im höheren Maastrichtian des Wilerhorn-Gebietes und im Vorarlberg relativ häufig.

Racemiguembelina powelli SMITH & PESSAGNO

(Taf. VIII, Fig. 7)

1973 *Racemiguembelina powelli* SMITH & PESSAGNO: Contr. Cushman Found. foram. Res., spec. Publ. 12, S. 35, Taf. 11, Fig. 4-6, 7-9, 10-12.

Das biserialle Anfangsstadium ist ausgeprägter als bei *R. fructicosa* und kann das halbe Gehäuse einnehmen.

Benthonische Foraminiferen

Die nachfolgende Liste enthält die in der Wang-Formation auftretenden, bestimmbaren benthonischen Foraminiferen. Viele Formen ermöglichten wegen ihres Erhaltungszustandes lediglich eine Gattungsbestimmung. Auf eine tabellarische Darstellung der stratigraphischen Verbreitung wurde verzichtet, da einerseits durch die unterschiedlichen Präparationsmethoden in der wechselnden Lithofazies die wahre Verbreitung nicht voll erfasst werden kann und andererseits wegen des sporadischen Auftretens biostratigraphische Aussagen von nur wenigen benthonischen Formen gewonnen werden können.

<i>Ammodiscus cretaceus</i> (REUSS)	<i>Haplophragmoides</i> sp.
<i>Ammodiscus</i> sp.	<i>Heterostomella</i> sp.
<i>Ammomarginulina</i> sp.	<i>Hormosina</i> sp.
<i>Arenobulimina dorbignyi</i> (REUSS)	<i>Lagena</i> sp.
<i>Arenobulimina</i> sp.	<i>Lenticulina comptoni</i> (SOWERBY)
<i>Ataxophragmium</i> sp.	<i>Lenticulina muensteri</i> (ROEMER)
<i>Ataxophragmium depressum</i> (PERNER)	<i>Lenticulina nuda</i> (REUSS)
<i>Ataxophragmium</i> sp.	<i>Lenticulina</i> sp.
<i>Bathysiphon</i> sp.	<i>Lituola grandis</i> (REUSS)
<i>Bifarina</i> sp.	<i>Loxostoma</i> sp.
<i>Bolivina decurrens</i> (EHRENBERG)	<i>Marginulina</i> sp.
<i>Bolivina incrassata</i> REUSS	<i>Neoflabellina reticulata</i> (REUSS)
<i>Bolivina incrassata gigantea</i> WICHER	<i>Neoflabellina rugosa</i> (D'ORBIGNY)
<i>Bolivinoidea draco draco</i> (MARSSON)	<i>Neoflabellina</i> cf. <i>leptodisca</i> (WEDEKIND)
<i>Bolivinoidea</i> sp.	<i>Neoflabellina</i> sp.
<i>Cibicides</i> sp.	<i>Nodosaria affinis</i> REUSS
<i>Clavulinoides</i> sp.	<i>Nodosaria</i> sp.
<i>Conorbina</i> sp.	<i>Nonionella</i> sp.
<i>Cribratomoides</i> sp.	<i>Osangularia lens</i> BROTZEN
<i>Dentalina aceleata</i> D'ORBIGNY	<i>Osangularia cordieriana</i> (D'ORBIGNY)
<i>Dentalina</i> sp.	<i>Osangularia</i> sp.
<i>Dorothia conula</i> (REUSS)	<i>Pelosina</i> sp.
<i>Dorothia retusa</i> (CUSHMAN)	<i>Planulina taylorensis</i> (CARSEY)
<i>Dorothia oxycona</i> (REUSS)	<i>Praebulimina</i> sp.
<i>Dorothia trochus</i> (D'ORBIGNY)	<i>Clavulina</i> sp.
<i>Dorothia</i> sp.	<i>Pullenia</i> sp.
<i>Flabellamina</i> sp.	<i>Quadriformina</i> sp.
<i>Gaudryina bronni</i> (REUSS)	<i>Ramulina</i> sp.
<i>Gaudryina cretacea</i> (KARRER)	<i>Reophax clavulinus</i> (REUSS)
<i>Gaudryina laevigata</i> FRANKE	<i>Saccamina placenta</i> (GRZYBOWSKI)
<i>Gaudryina</i> sp.	<i>Saracenaria</i> sp.
<i>Gavelinella clementiana</i> (D'ORBIGNY)	<i>Spiroplectammina excolata</i> (CUSHMAN)
<i>Gavelinella costata</i> (MARIE)	<i>Spiroplectammina laevis</i> (ROEMER)
<i>Gavelinella pseudoexcolata</i> (KALININ)	<i>Spiroplectammina</i> sp.
<i>Gavelinella</i> sp.	<i>Stensioeina exsculptata gracilis</i> BROTZEN
<i>Gavelinopsis</i> sp.	<i>Stensioeina</i> sp.
<i>Globorotalites michelinianus</i> (D'ORBIGNY)	<i>Textularia</i> sp.
<i>Globorotalites</i> sp.	<i>Triplasia</i> sp.
<i>Globulina</i> sp.	<i>Tritaxia aspera</i> (CUSHMAN)
<i>Glomospira charoides</i> (JONES & PARKER)	<i>Tritaxia tricarinata</i> REUSS
<i>Gyroidinoides globosa</i> (HAGENOW)	<i>Tritaxia pyramidata</i> REUSS
<i>Gyroidinoides nitida</i> (REUSS)	

Auch in Dünnschliffen sind die kalkschaligen Formen der Lenticulinen, Nodosariden und Boliviniden relativ leicht zu erkennen. *Cibicides*-ähnliche Formen, Lageniden und Neoflabelliden sind seltener. Sandschalige Foraminiferen der Familien Textulariidae, Verneulinidae und Valvulinidae treten in allen Wang-Sedimenten recht häufig auf.

Die von ZIMMERMANN (1936) als *Haplophragmium grande* (REUSS) bestimmte sandschalige Grossforaminifere wurde von MAYNC (1954) als *Navarella joaquinii* CIRY & RAT identifiziert. Die bestehenden Klassifikationsprobleme der Familie Lituolidae BRADY erlaubten bis heute keine eindeutige Lösung der nomenklatorischen Zuordnung dieser in der Wang-Formation der Schweiz

recht häufig auftretenden Formen. Da verschiedene Horizonte der Wang-Formation die hier als *Lituola grandis* (REUSS) bestimmte Form enthalten, wird im folgenden nicht nur die Morphologie, sondern ebenso der stratigraphische Leitwert dieses auch makroskopisch gut erkennbaren Sand-schalers besprochen.

Lituola grandis (REUSS)

(Fig. 20, 21)

1854 *Spirolina grandis* REUSS: Denkschr. kais. Akad. Wiss. Wien 7, S. 69, Taf. XXV, Fig. 14.

1865 *Haplophragmium grande* (REUSS): Sitzber. kais. Akad. Wiss. Wien 52, S. 2, Fig. 3.

1951 *Navarella joaquinii* CIRY & RAT: Bull. sci. Bourgogne XIII, S. 75–86, Taf. 2, Fig. 1–7.

Beschreibung. – Die sandschalige Grossforaminifere zeigt eine planspirale bis streptospirale Kammeranordnung, wobei adulte Gehäuse die Tendenz zur Entrollung aufweisen. Der durchschnittliche Gehäusedurchmesser beträgt 2½ mm, die grössten Formen erreichen Längen bis zu 7 mm. Die Suturen sind am isolierten Gehäuse auch makroskopisch deutlich zu erkennen. Verkiesselte Formen konnten aus mergeligem Gestein mit Ameisensäure herauspräpariert werden.

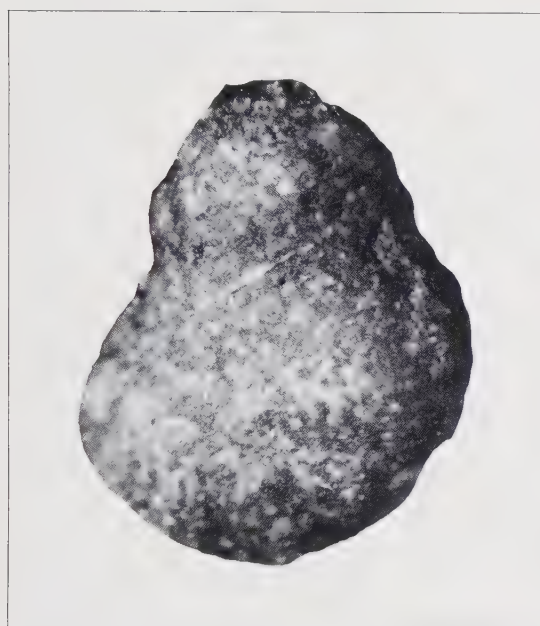


Fig. 20: *Lituola grandis* (REUSS), isolierte Form aus der Basis der Wang-Formation am Regenboldshorn (Vergr. 18×).

Derart präparierte Gehäuse gestatten einen dreidimensionalen Einblick in die Innenstruktur, da auch die Sedimentfüllung der Kammerhohlräume von der Säure herausgelöst wurde. Sich blättrig überlagernde Kammerwände umschliessen abgeplattete Kammerhohlräume. Äusserlich erscheinen die Gehäuse völlig involut. Die Initialspirale besteht aus drei Kammern, die unregelmässig angeordnet sind. Schliffstudien ergeben einen zweischichtigen Aufbau der Kammerwände. Die dickere Aussenschicht besteht hauptsächlich aus agglutinierten Quarzkörnern, welche kalkig zementiert sind. Die dünnere Innenschicht baut sich aus Calcit ohne Quarzkörner auf. Diese Kalkschicht unterscheidet sich durch die braunschwarze Farbe von der Sedimentfüllung der Kammerhohlräume. Zusätzlich ist bei gewissen Exemplaren eine dünne, kalkige Aussenschicht aus feinen Calcit-Prismen vorhanden. Diese prismatische Aussenverkleidung ist nicht bei allen Formen und nicht bei allen Kammern anzutreffen. Die Kammern sind miteinander durch mehrere Öffnungen verbunden, welche in Äquatorialschnitten vor allem an den letzten Kammern sichtbar werden.

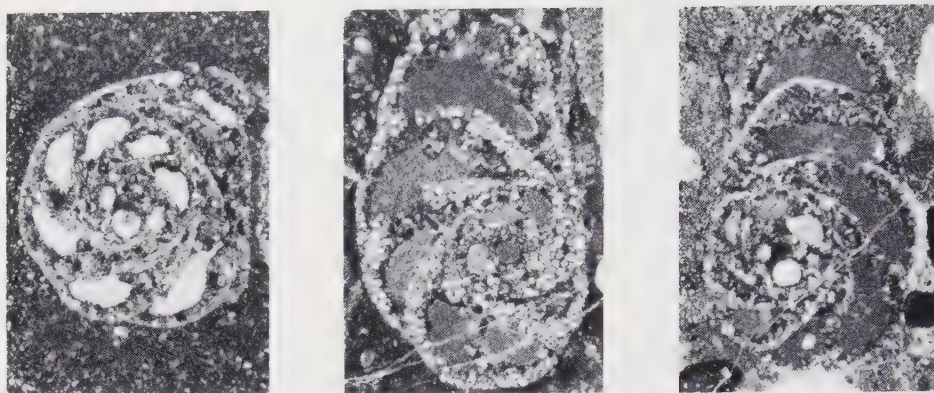


Fig. 21: *Lituola grandis* (REUSS), Äquatorialschnitte aus Dünnschliffen; Chlingenstock, Frohnalpstock-Gebiet (Vergr. 15×).

Stratigraphische Verbreitung. – *Lituola grandis* (REUSS) findet sich innerhalb der Wang-Formation zum Teil angehäuft in «Kondensations-Horizonten» (Regenboldshorn, Blattengrat-Komplex) sowie auch in einzelnen Exemplaren vor allem im Wang-Kalk (Schalmigrat, Wangflue, Chlingenstock, Fulberg, Melchtal, Wilerhorn). Am Regenboldshorn sind *Lituola*-Horizonte (74/355) als mittleres Maastrichtian, bei Batöni im Weisstannental (74/162) als oberes Paleozän datiert worden. Anhäufungen dieser Art sind vermutlich nicht autochthon. In der Wildhauser Schuppenzone (Fliegenspitz, HERB 1962) und im Blattengrat-Komplex (Batöni) findet sich *Lituola grandis* in den alttertiären Fliegenspitz-Schichten, zusammen mit aufgearbeiteten Plankton-Foraminiferen des Maastrichtian. An der Wangflue (73/88, 75/36*) wurden *Lituola grandis* führende Wang-Kalke als Obercampanian datiert, am Chlingenstock (73/143) als Untermaastrichtian. Die autochthonen Vorkommen in der Wang-Formation beschränken sich also auf Obercampanian bis Mittelmaastrichtian.

Gemäss BARTENSTEIN (1952) ist *Lituola grandis* bisher nur aus dem Campanian–Maastrichtian bekannt geworden. Horizonte mit *Lituola grandis* in den Plattenauer Schichten von Siegsdorf entsprechen dem Obercampanian, in den Gerhardsreutener Schichten dem Untermaastrichtian (ZIEGLER 1959). *Lituola grandis*-Vorkommen in den Inoceramen-Schichten des Gosau-Beckens von Grünbach wurden als Obercampanian und Untermaastrichtian datiert (PLÖCHINGER et al. 1961).

Klassifikationsprobleme der Familie Lituolidae Brady

Die Systematik der Lituolidae basiert bei den meisten Autoren (MAYNC 1952, BARTENSTEIN 1952, ZIEGLER 1959, LOEBLICH & TAPPAN 1964) auf den morphologischen Merkmalen der Wandstruktur, den Initialkammern und den Mundöffnungen. Die Formen aus der Wang-Formation wurden von ZIMMERMANN (1936) als *Haplophragmium grande* REUSS bestimmt. MAYNC (1954) erklärte nach eingehenden Studien die im Maastrichtian des Helvetikums auftretenden Formen für identisch mit *Navarella joaquina* CIRY & RAT (1951). Forschungen von MARIE (1941) ergaben eine partielle Synonymie von *Haplophragmium* REUSS (1860) und *Lituola* LAMARCK (1804). BARTENSTEIN (1952) unterschied die Gattungen *Lituola* und *Haplophragmium* vor allem nach der Wandstruktur. Danach soll *Lituola* eine einfache Wand, *Haplophragmium* hingegen eine pseudolabyrinthische Wand aufweisen. Die Art der Kammeraufrollung wird von ihm nicht als Gattungs- sondern als Generationsmerkmal gedeutet. MAYNC (1952) schloss an die Studien von MARIE (1941) an und erklärt *Haplophragmium* REUSS als Synonym mit *Lituola* LAMARCK, deren Wandstruktur einfach gebaut ist. *Haplophragmium* REUSS wäre deshalb als Gattung zu eliminieren.

Nach den Beschreibungen von REUSS (1860) besitzt *Haplophragmium* die gleiche Gehäusegestalt wie *Lituola* LAMARCK und *Spirolina* ROEMER. *Lituola* unterscheidet sich nach REUSS von

Haplophragmium durch die einfachen Kammerhöhlen. BRADY (1884) erklärte ebenfalls die unterschiedliche Wandstruktur als Hauptunterscheidungsmerkmal. Durch das Fehlen eines Typus für *Haplophragmium* REUSS wurde das Klassifikationsproblem erheblich verschärft. CUSHMAN (1920) bestimmte deshalb *Lituola nautiloidea* LAMARCK als Typus der Gattung *Lituola*. Für *Haplophragmium* erklärte er *Spirolina aequalis* als Typus. FRANKE (1928) sah in *Lituola nautiloidea* und *Haplophragmium grande* synonyme Formen.

Das Interesse an einer Neuordnung der Lituoliden-Systematik gewann mit den Klassifikationsvorschlägen von BARTENSTEIN (1952) und MAYNC (1952) neuen Aufschwung, und es wurde vor allem vermehrt Wert auf die Abschätzung der Bedeutung von systematisch wichtigen Merkmalen gelegt. Nach LOEBLICH & TAPPAN (1953) gab REUSS bei der Aufstellung der Gattung *Haplophragmium* keine Beschreibung der Initialkammern und eine Neudefinition der Gattungsmerkmale dränge sich daher auf. Anstatt wie MAYNC (1952) *Haplophragmium* zu eliminieren, habe CUSHMAN (1920) mit Recht einen Generotypus definiert.

BARTENSTEIN wies auf die wichtige Tatsache hin, dass einseitige ökologische Bedingungen (Riff-Fazies, Brackwasser etc.) eine Abwandlung der Gehäuse-Merkmale zur Folge haben können, und darum sollte die Diskussion der systematisch wichtigen Merkmale diese Frage unbedingt berücksichtigen.

ZIEGLERS (1959) ausführliche systematische Untersuchungen an *Lituola grandis* aus dem Maastrichtian der Bayerischen Alpen erbrachte die Synonymie der drei Gattungen *Lituola*, *Haplophragmium* und *Navarella*. Nach ZIEGLER ist die Art der Kammeraufrollung kein Gattungsmerkmal. Das Anfangsstadium der allein gültigen Gattung *Lituola* LAMARCK ist plan- und streptospiral oder auch knäueelförmig, und die Wandstruktur ist einfach. Dazu gilt für ZIEGLER die Ausbildung der Mündung als artspezifisches Merkmal.

Demgegenüber misst SAMPÒ (1972) der Kammeraufrollung gattungsbestimmende Bedeutung zu und unterscheidet *Navarella* durch das unregelmässige und knäueelförmige Anfangsgewinde von *Lituola* mit planspiralem oder trochospiralem Anfangsgewinde. Allerdings erwähnt er die Schwierigkeit, die Beschaffenheit der Initialspira zu bestimmen.

Nachdem aus ZIEGLERS Untersuchungen die Gattung *Navarella* CRY & RAT (1951) gemäss dem nomenklatorischen Prioritätsgesetz eliminiert werden soll, stellt sich die Frage nach der Berechtigung der Art *joaquinii* CRY & RAT 1951. Die Art *grandis* wurde von REUSS (1854) aus den Gosau-Schichten von Grünbach in Niederösterreich aufgestellt. 1865 schuf REUSS das Genus *Haplophragmium* und nannte die Formen von Grünbach *H. grande*. Vergleiche des Grünbacher Materials mit *Navarella joaquinii* ergeben eine weitgehende Übereinstimmung (es stand bei dieser Untersuchung auch Material aus den Plattenauer Schichten von Siegsdorf sowie das spanische Topotypmaterial aus Ecay zur Verfügung). Unterschiede in der Initialspira sind sehr schwer auseinanderzuhalten. Nach MAYNC (1954) bestehen zwischen *Lituola grandis* und *Navarella joaquinii* Unterschiede bei den Mündungsverhältnissen und bei der Initialspira. Die Aufrollung der Initialkammern wurde von ZIEGLER (1959) als Gattungsmerkmal abgelehnt, könnte aber eventuell als Artmerkmal bestehen bleiben. Für die Unterscheidung der Art *L. grandis* von der Art «*L. joaquinii*» müsste die Grenze zwischen planspiraler und knäueelförmiger Aufrollung der Anfangskammern definiert werden. Die in natura fliessenden Übergänge zwischen beiden Aufrollungsarten würden eine willkürliche Grenzlegung erfordern. Auch SAMPÒ (1972) kommt zum Schluss, dass die Unterschiede in der Initialspira, die bei ihm Gattungsmerkmale sind, nur schwer zu erkennen seien. Aus diesen Gründen sollte auf eine solche Unterscheidung verzichtet werden und folglich auch der Artnahme *joaquinii* eliminiert werden.

Die von MAYNC (1954) aufgestellte Varietät *helvetica* basiert auf einer dritten kalkigen Kamerschicht, welche an einigen Formen aus dem Helvetikum auftreten. Da diese kalkige Aussenschicht nicht an allen Kammern und bei einigen Individuen überhaupt nicht auftritt, könnte ihre Entstehung von ökologischen Faktoren, beziehungsweise ihre Anwesenheit von diagenetischen Vorgängen abhängen, was jedoch nicht weiter untersucht wurde.

Übrige Mikrofossilien

Es wurde versucht, das kalkige *Nannoplankton* aus den verschiedenen Sedimenttypen der Wang-Formation herauszupräparieren. Dabei zeigte sich, dass alle Formen starke Korrosions-Erscheinungen aufweisen, die eine Bestimmung erschweren oder verunmöglichen. Lediglich in Mergeln der Wang-Basisschichten ist das kalkige Nannoplankton von einigermaßen bestimmbarer Erhaltung. Die Korrosion des Nannoplanktons hängt zweifellos mit der beschriebenen diagenetischen Kalkauflösung zusammen (S. 30).

Hystrichosphären und *Dinoflagellaten* treten in der Wang-Formation in relativ grosser Anzahl auf. Ihr Erhaltungszustand lässt jedoch keine exakte Bestimmung und biostratigraphische Auswertung zu. In den Proben 73/77, 73/73, 73/64 und 73/52 des Profils Wangflue wurden folgende Gattungen bestimmt: *Oligosphaeridium*, *Spiniferites*, *Hystrichosphaeridium*, *Cordosphaeridium*, *Achmosphaera*, *Gonyaulacysta*, *Dinogynium* und *Deflandrea*.

Pollen und *Sporen* treten gegenüber Hystrichosphären mengenmässig stark zurück. Die wenigen Exemplare, meist *Pinus*-Pollen, sind ausserordentlich schlecht erhalten.

In geschlämmten Mergelproben finden sich gelegentlich einzelne Exemplare von *Ostrakoden*. Im Dünnschliff erkennt man sie an ihren dünnen, gebogenen Schalen, die immer einzeln vorkommen. Die typische Duplikatur an den Schalenrändern ist selten zu erkennen und eine genauere Bestimmung erweist sich als unmöglich.

Kolonien von *Bryozoen* sind in der Wang-Formation selten und kommen vor allem an der Basis der Schieferkalke (W_2) und im grobsandigen Glaukonitkalk am Chlingenstock vor. Die polygonalen Querschnitte der Zoöcien bestehen aus dünn-laminierten, opaken Calcit-Wänden. Längsschnitte zeigen zylindrische Form. Gemäss Wuchsform und Mikrostruktur könnten sie zur Ordnung Cyclostomata gehören.



Fig. 22: *Jereminella pfenderae* (LUGEON), Serpuliden-Kolonie auf angewitterter Oberfläche von Wang-Kalk; Prabé, nördlich von Sion.

Die *Serpuliden* der Wang-Formation wurden von LUGEON (1917) mit dem Namen *Jereminella pfenderae* bezeichnet. Die runden und abgeplatteten Wurmrohre messen im Querschnitt 1–5 mm und weisen Längen bis 15 cm auf. Sie bilden ganze Kolonien, kommen aber auch einzeln vor. Runde und abgeplattete Formen treten zusammen in derselben Serpuliden-Kolonie auf und gehören offensichtlich der gleichen Art an. ZIMMERMANN (1936) glaubte, dass die Wurmrohre schon «in Lebensform» abgeplattet waren. Die platte Form entstand jedoch durch diagenetische Deformation.

Im Schliffbild kann man allerdings keine durch Deformation entstandene Bruchstrukturen erkennen, wohl infolge der nachträglichen Umkristallisation des Schalenmaterials oder auch infolge plastischer Deformation. Bei manchen Querschnitten beobachtet man eine zweischichtige Wand: Eine dünne, meist pyritisierte Aussenwand und eine dickere glaukonitische Innenwand, wobei die äussere Schicht häufig fehlt. Die ursprünglich calcitischen Wände zeigen infolge der Umkristallisation des Calcits und der Mineralisation von Pyrit und Glaukonit keinerlei Mikrostruktur (Fig. 22; Taf. II/6).

Fischzähne bis 2 mm Grösse wurden in einigen Schlammproben (z.B. 74/85, 73/145) vereinzelt angetroffen. Besonders häufig sind sie im *Lituola*-Kondensationshorizont über der Wang-Breccie am Regenboldshorn.

Makrofossilien

Seit ESCHER (bis 1872) und KAUFMANN (1877) wurden in der Wang-Formation auch von OCHSNER (1921) und ZIMMERMANN (1936) u. a. gelegentlich Makrofossilien gefunden, bei denen es sich vorwiegend um Fragmente von Ammoniten, Belemniten, Bivalven, Gastropoden, Brachiopoden, Serpuliden und Echinodermen handelt. Es wurde bei der Durchsicht von alten Faunenlisten eine Neubearbeitung für nötig befunden. Bei der Revision der Sammlungen stellte es sich jedoch heraus, dass die schlechte Erhaltung der meisten Formen eine genaue Bestimmung nicht zulässt. Das trifft auch für die selbst gefundenen Makrofossilien zu.



Fig. 23: *Pachydiscus robustus*, Maastrichtian-Ammonit aus den Wang-Schichten südlich Fuederegg, Obere Sihltaler Alpen (Vergr. 0,6×).

ZIMMERMANN (1936) bestimmte einen Ammoniten aus der Wang-Formation im Gilbachtobel am Hahnenmoospass als *Pachydiscus* sp. Im Jahre 1971 wurde anlässlich des Kartierungskurses des Geologischen Institutes der ETH Zürich in Oberiberg, in der Nähe der Fuederegg, von Dr. S. Schlanke ein relativ gut erhaltener Ammonit gefunden, der von Prof. Dr. H. Rieber, Paläontologisches Institut der Universität Zürich, als *Pachydiscus robustus* (Fig. 23) bestimmt wurde. Nach mündlicher Mitteilung von Prof. Dr. J. Wiedmann, Tübingen, tritt diese Art im Campanian-Maastrichtian auf. Die Wang-Formation des Fundortes wurde in dieser Arbeit mit Globotruncanen als Untermaastrichtian datiert. Bei diesem seltenen Exemplar handelt es sich unseres Wissens um den bisher jüngsten bekannten Ammoniten der Schweiz.

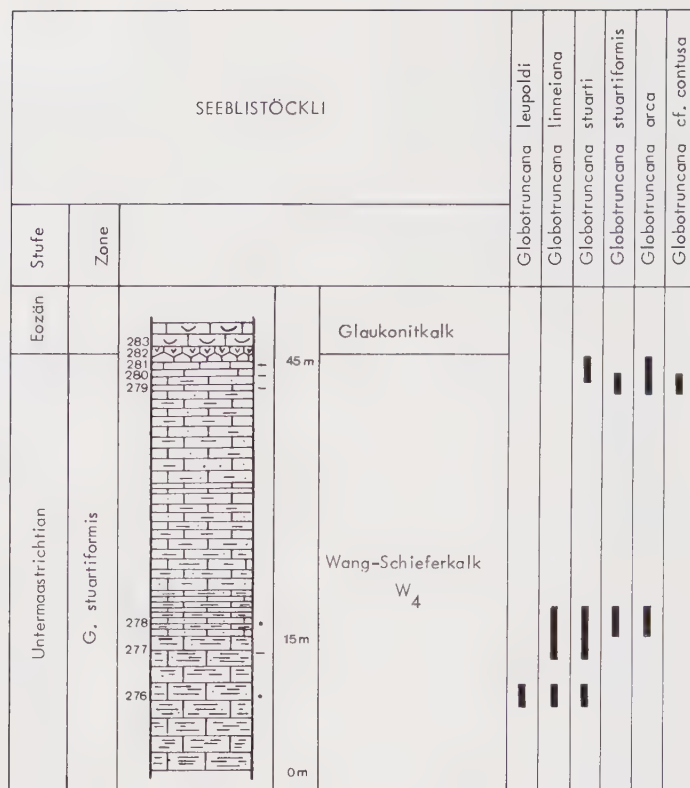


Fig. 26: Verbreitung der planktonischen Foraminiferen und Globotruncanen-Zonen; Profil Seeblistöckli (Fortsetzung des Profils Wangrüns-Seebli; Koord. 702.220/207.550). Bestimmung im Dünnschliff (—) bzw. an isolierter Form (·).

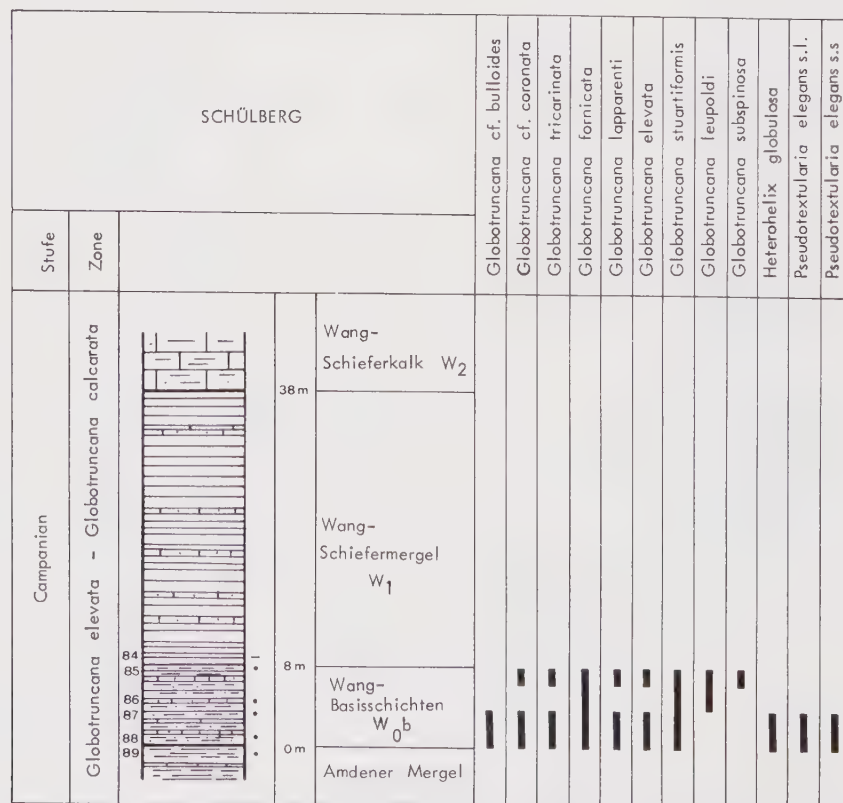


Fig. 27: Verbreitung der planktonischen Foraminiferen und Globotruncanen-Zonen; Profil Schülberg, Obere Sihltaler Alpen (Koord. 706.100/209.750). Bestimmung im Dünnschliff (—) bzw. an isolierter Form (·).

Biostratigraphie

Globotruncanen-Zonen

Die Verbreitung von planktonischen Foraminiferen, insbesondere der Globotruncanen, in der Wang-Formation (Fig. 24–36) erlaubt eine einwandfreie Zonierung des Obercampanian und Maastrichtian. Die helvetische Schichtreihe der Oberkreide setzt sich im Südhelvetikum von der santonen bis campanen Amdener Formation lückenlos in die Wang-Formation bis in die *Globotruncana mayaroensis*-Zone des obersten Maastrichtian fort. Bei der Zoneneinteilung wird im wesentlichen den Vorschlägen von POSTUMA (1971) gefolgt.

Globotruncana mayaroensis-Zone

Diese Zone ist durch die Verbreitung des entsprechenden Zonenleitfossils definiert. Gleichzeitig treten darin folgende typische Arten auf: *Globotruncana contusa*, *G. gagnebini*, *G. stuarti*, *G. gansseri*, *G. stuartiformis*, *G. havanensis*, *Racemiguembelina fructicosa* und *R. powelli*.

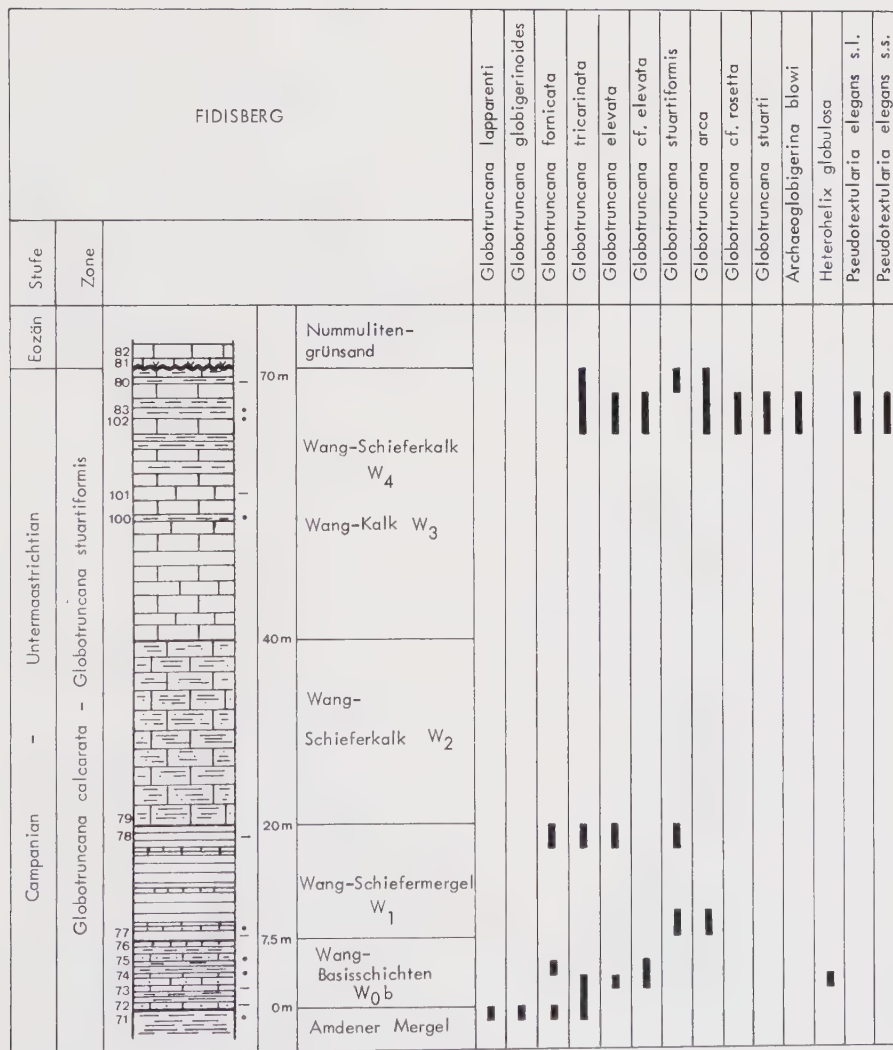


Fig. 28: Verbreitung der planktonischen Foraminiferen und Globotruncanen-Zonen; Profil Fidisberg, Obere Sihltal Alpen (Koord. 706.200/210.200). Bestimmung im Dünnschliff (–) bzw. an isolierter Form (•).

Globotruncana gansseri-Zone

Das erste Auftreten von *Globotruncana gansseri* markiert die Untergrenze der Zone. An der Obergrenze setzt *G. mayaroensis* ein. Zusammen mit *G. gansseri* ist hier folgende Vergesellschaftung vorhanden: *G. stuarti*, *G. contusa*, *G. gagnebini*, *G. havanensis*, *G. conica*, *G. stuartiformis*, *G. arca*, *Racemiguembelina fructicosa*, *R. powelli*.

Globotruncana stuartiformis-Zone

Die Untergrenze der Zone ist durch das erste Auftreten von *Globotruncana stuarti* definiert; die Obergrenze durch das erste Auftreten der *G. gansseri*. Dazu gesellen sich *G. stuartiformis*, *G. conica*, *G. arca*, *G. leupoldi*, *G. linneiana*, *G. bulloides*, *G. tricarinata*, Übergangsformen *G. fornicata-contusa*.

Globotruncana calcarata-Zone

Globotruncana calcarata konnte in der Wang-Formation nicht eindeutig festgestellt werden. Die Untergrenze der Zone wurde deshalb mit dem Erstauftreten von *G. leupoldi* bestimmt, welche

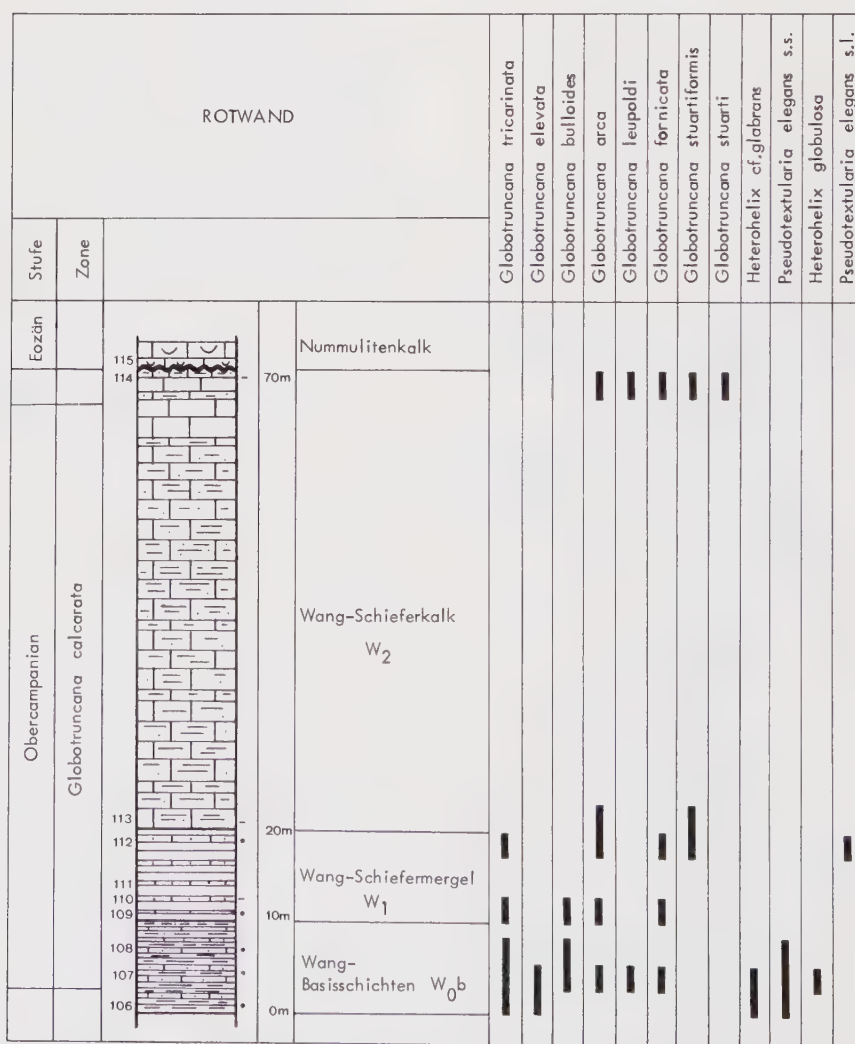


Fig. 29: Verbreitung der planktonischen Foraminiferen und Globotruncanen-Zonen; Profil Rotwand, Obere Sihtaler Alpen (Koord. 710.500/214.900). Bestimmung im Dünnschliff (–) bzw. an isolierter Form (•).

in der Zone zusammen mit *G. arca*, *G. subspinoso*, *G. linneiana*, *G. elevata*, *G. stuartiformis*, *G. fornicata*, *G. lapparenti*, *G. tricarinata*, *G. bulloides* auftritt.

Globotruncana elevata-Zone

Die Untergrenze wird in POSTUMA (1971) durch das erste Auftreten der einkieligen *Globotruncana stuartiformis* und *G. elevata* definiert, welche zusammen mit *G. coronata*, *G. fornicata*, *G. lapparenti*, *G. bulloides*, *G. ventricosa* und *G. tricarinata* vorkommen können. Diese Zone liegt bereits in der Amdener Formation (OBERHÄNSLI-LANGENEGGER 1978).

Zonierung der Wang-Formation

Beim Betrachten der Verbreitungstabellen (Fig. 24–36) fällt die Abhängigkeit des Faunenreichtums von der Lithofazies auf, was zum Teil mit den Präparationsmethoden zusammenhängt. In den kieseligen Wang-Schieferkalken (*W*₂) versagen Waschmethoden, und die Dünnschliff-Auswertung ist meistens nicht sehr ergiebig. Die scheinbar lückenhafte Verbreitung der Arten auf den Tabellen hat zur Folge, dass die Beurteilung des Erstauftretens und des Auslöschens einer Art mit Vorsicht zu erfolgen hat. Fast immer kann ein foraminiferenreicher Horizont einer Zone zugeordnet werden; auf die Festlegung der genauen Grenzen zwischen den Zonen musste jedoch häufig verzichtet werden.

Von besonderer Bedeutung ist die Datierung der Formations-Untergrenze. Die unterschiedlichen Kontaktverhältnisse zum Liegenden lassen eine heterochrone Unterfläche vermuten, wobei im Bereich der Wang-Basisschichten (gemäss Definition Übergangsfazies aus der Amdener Formation) die ältesten Wang-Gesteine anzutreffen wären. In den Gebieten mit Schichtlücke und Breccienbildung könnte dagegen eine etwas jüngere Untergrenze erwartet werden.

Wie die Karte mit dem Alter der tiefsten Wang-Einheiten (Taf. IX) zeigt, kommen campane Wang-Anteile nur östlich der Engelberger Aa vor. Im Wilerhorn- und im Rawil-Gebiet wurden erst ab dem unteren Maastrichtian – am ultrahelvetischen Regenboldshorn gar erst ab dem mittleren Maastrichtian – Wang-Sedimente abgelagert (Fig. 5 und 37).

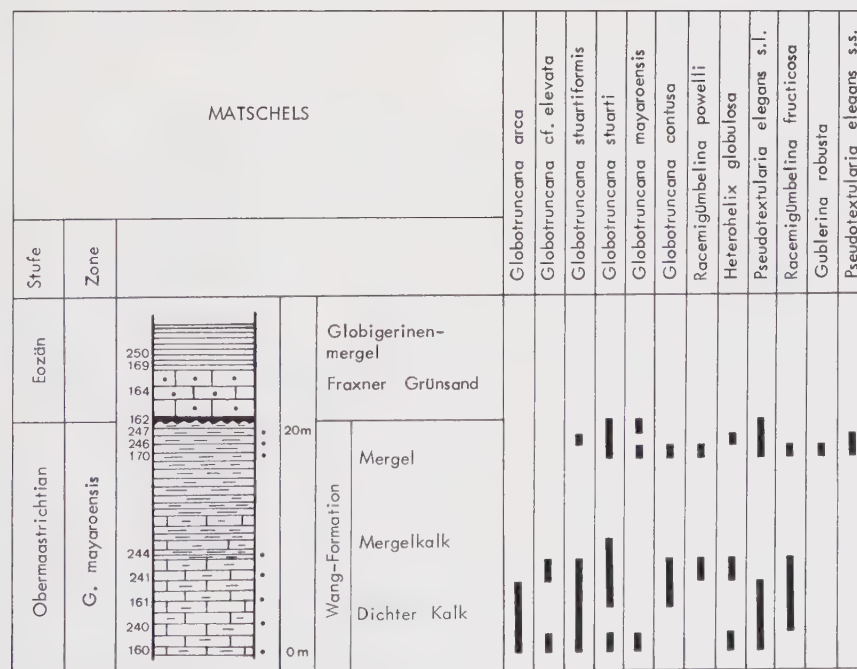


Fig. 30: Verbreitung der planktonischen Foraminiferen und Globotruncanen-Zonen; Profil Matschels bei Fraxern, Vorarlberg (Koord. 769.300/243.000). Bestimmungen nur an isolierten Formen (•).

Die Wang-Basisschichten (W_0b) nördlich des Trittlipasses, in den Profilen Wangruns–Seebli (Fig. 25), Wangflue (Fig. 24), Stock und Rotwand (Fig. 29) enthalten *Globotruncana arca* und meist auch *G. leupoldi*, zusammen mit einer Fauna des mittleren bis oberen Campanian (unterer Teil der *G. calcarata*-Zone). Die Basis der Profile Schülberg (Fig. 27) und Fidisberg (Fig. 28) kann innerhalb des Campanian nicht genauer datiert werden. In der Typusgegend spielte sich der Fazieswechsel im oberen Campanian ab, wobei ohne das Auftreten des Zonen-Leitfossils (*Globotruncana calcarata*) das Obercampanian lediglich auf der Begleitfauna basiert ist. Die Amdener Mergel reichen im Bereich der Wang-Basisschichten ins Obercampanian hinein (OBERHÄNSLI-LANGENEGGER 1978). Der Bereich der Wang-Basisschichten (W_0b) stellt die stratigraphische Verbindung jüngster Amdener Mergel mit den ältesten Wang-Anteilen dar. Nach der paläogeographischen Karte (Taf. IX) treten Wang-Basisschichten von den Oberen Sihltaler Alpen gegen Osten bis ins Vorarlberg auf. Am Sommerichopf und im Schutzgonten (HERB 1963) bei Wildhaus sind Wang-Basisschichten mit einer Fauna des unteren Obercampanian aufgeschlossen. An der Fäneren und in Hub bei Oberriet konnten obercampane Wang-Sedimente festgestellt werden. Die gleichen stratigraphischen Verhältnisse trifft man im Blattengrat-Komplex an. Dünnschliff-Untersuchungen an Profilen bei Tschingel und am Fanenstock bei Elm sowie von Batöni im Weisstannental ergaben

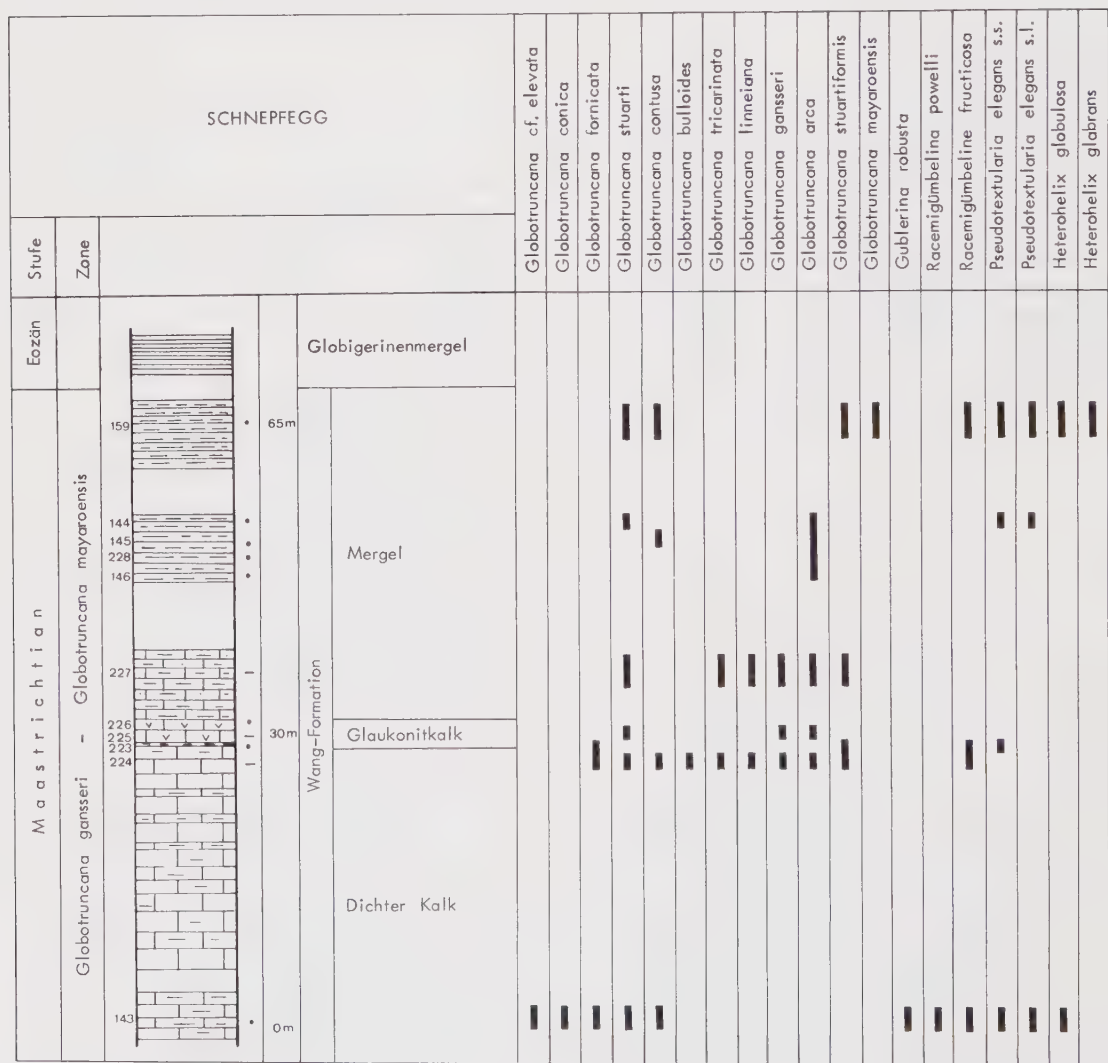


Fig. 31: Verbreitung der planktonischen Foraminiferen und Globotruncanen-Zonen; Profil Schnepfegg, Vorarlberg (Koord. 789.350/248.550). Bestimmung im Dünnschliff (–) bzw. an isolierter Form (•).

haus und bei Oberriet fand sich in der Wang-Formation eine Globotruncanen-Fauna des Maas-trichtian.

Im Vorarlberg, an den Lokalitäten Matschels bei Fraxern (Fig. 30) und Schnepfegg (Fig. 31) war die Aufnahme vollständiger Wang-Profile aus tektonischen Gründen nicht möglich. Obere Teile der Formation enthalten *Globotruncana gansseri* und *G. mayaroensis*. Stratigraphische Über-gänge ins Paleozän in Wang-Fazies fehlen. Unter dem Fraxner Grünsand bei Matschels liegt ein paleozäner Aufarbeitungshorizont mit einer Mischfauna des Maastrichtian und des oberen Paleo-zäns, welcher den Fliegenspitz-Schichten entspricht.

Vom Trittlipass an gegen Südwesten entwickelt sich im Gebiet der Oberen Sihltaler Alpen zwi-schen Wang-Formation und dem Liegenden eine Schichtlücke. Das Gebiet mit scharfen Kontakten zur Unterlage erstreckt sich von den Oberen Sihltaler Alpen bis zum Sex Noir südlich des Wild-horns (Taf. IX). Mit scharfer Grenze unterlagern zunächst Amdener Mergel die Wang-Formation. In südlicher Richtung nehmen die Amdener Mergel rasch an Mächtigkeit ab und keilen am Ster-nen-Grat sehr bald aus. Es scheint somit eine primäre Mächtigkeitsreduktion der Kreide-Forma-tionen gegen Süden vorzuliegen.

Die Datierung der basalen Wang-Formation im Bereich mit scharfen Kontakten zur Unterlage gestaltet sich aus lithofaziellen Gründen schwieriger als im Bereich mit den mergeligen Wang-Basis-schichten. Schlämbbare Horizonte in den verkieselten und fossilarmen Wang-Schieferkalken feh-len meistens (vor allem im Frohnalpstock- und z.T. auch im Bauen-Schwalmis-Gebiet).

Gegen Westen (Gummen, Melchtal und Wilerhorn-Gebiet) werden die Schieferkalke stellen-weise durch die fossilreichere Fazies der Wang-Kalke (*W₁*) mit mergeligen Zwischenlagen ersetzt.

An der Basis der Wang-Formation von Underbäch im Frohnalpstock-Gebiet enthalten die Pro-ben 73/132 und 73/149 (vgl. Profil Fig. 10) folgende Plankton-Fauna: *Globotruncana elevata*, *G. stuartiformis*, *G. arca*, *G. linneiana*, *G. cf. leupoldi*, *G. tricarinata*, *G. fornicata* und *G. bulloi-des*. Aus der Matrix der Wang-Breccie von Alp Laubgarten wurde eine Globotruncanen-Fauna mit *G. stuartiformis*, *G. linneiana*, *G. leupoldi* u.a. bestimmt. Mit dieser Globotruncanen-Gemein-

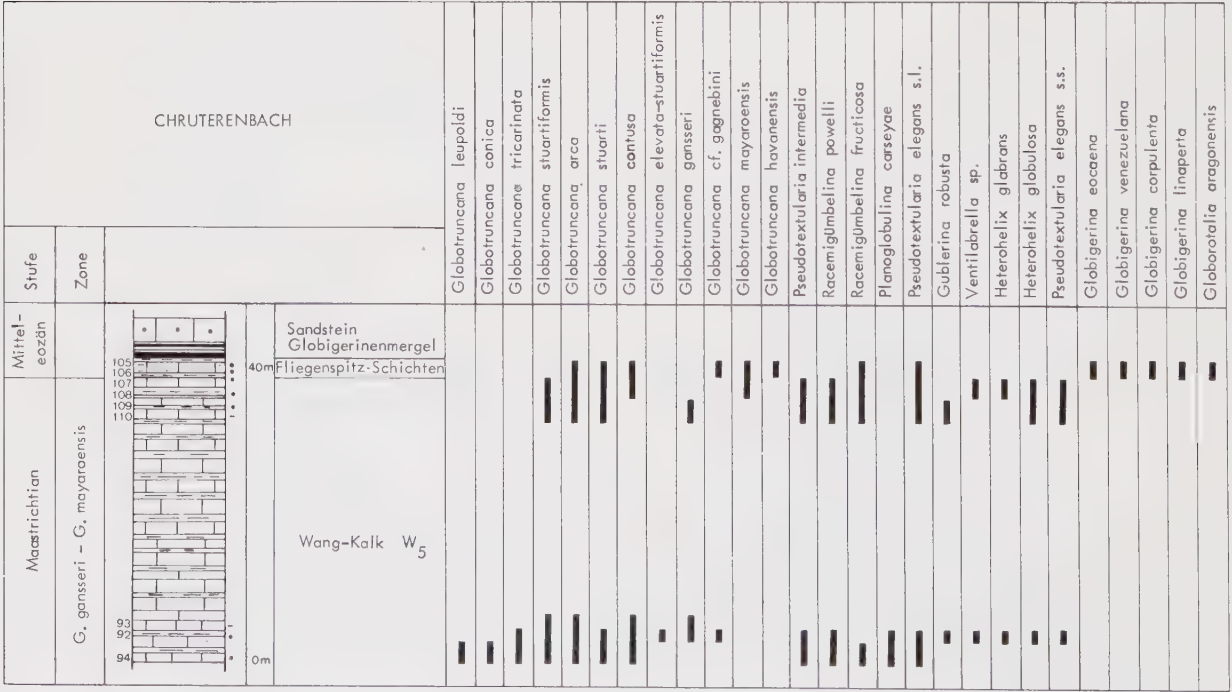


Fig. 33: Verbreitung der planktonischen Foraminiferen und Globotruncanen-Zonen; Profil Chruterenbach, westlich der Giswiler Stöcke (Koord. 649.870/184.350). Bestimmung im Dünnschliff (—) bzw. an isolierter Form (-).

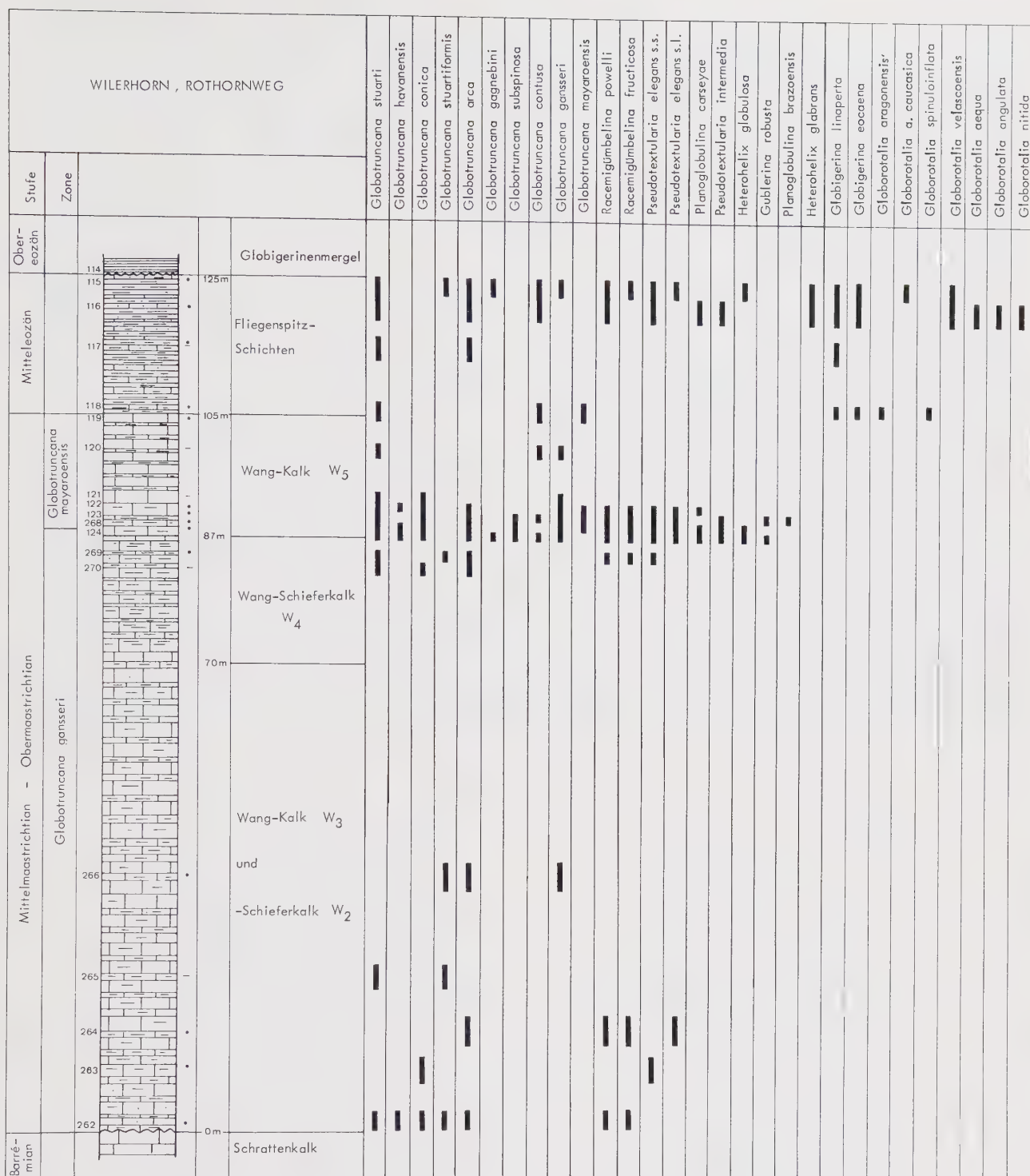


Fig. 34: Verbreitung der planktonischen Foraminiferen und Globotruncanen-Zonen; Profil Wilerhorn am Rothornweg (Koord. 650.280/180.600). Bestimmung im Dünnschliff (-) bzw. an isolierter Form (•).

schaft entspricht die Formationsbasis im Frohnalpstock-Gebiet einem Alter von mittlerem bis oberem Campanian. In den oberen Teilen des Profils von Underbäch (Probe 73/154) kann mit *Globotruncana stuarti*, *G. stuartiformis* und *G. fornicata-contusa* unteres Maastrichtian datiert werden. Der fossilreiche glaukonitische Wang-Kalk am Chlingenstock gehört zu den obersten Wang-Anteilen des Frohnalpstock-Gebietes (S. 13). Mit *G. stuarti*, *G. fornicata-contusa*, *G. arca*, *G. stuartiformis* und *G. tricarinata* gehört dieser Horizont ins untere Maastrichtian.

Am Profil Fulberg (Fig. 11), im Bauen-Schwalms-Gebiet, enthalten basale Wang-Schiefermergel (W_1) in den Proben 74/192, 74/193 und 74/202 *Globotruncana leupoldi*, *G. stuartiformis*, *G. arca*, *G. tricarinata* und *G. fornicata* und können als mittleres bis oberes Campanian datiert werden.

Die Proben 74/210 und 74/211 aus den oberen Teilen des Profils Fulberg geben mit *Globotruncana fornicata-contusa*, *G. tricarinata*, *G. stuartiformis*, *G. arca* und *G. cf. gansseri* mittleres Maastrichtian an. Am Schwalms und an der Scheidegg kann aus Dünnschliff-Bestimmungen der tiefsten Wang-Formation lediglich Campanian festgestellt werden.

Bei Oberalp, im Gummen-Gebiet, enthält die Probe 75/44 aus den untersten Wang-Anteilen, welche mit scharfer Grenze auf Amdener Mergeln liegen, *Globotruncana cf. contusa*, *G. stuarti*, *G. stuartiformis*, *G. tricarinata* u.a. Auf der Kernalp wurden aus der basalen Wang-Formation (Probe 75/55) *G. arca*, *G. stuarti*, *G. tricarinata* u.a. bestimmt. Somit ergibt sich hier für die basale Wang-Formation ein Untermaastrichtian-Alter. Im Gebiet des Gibel-Vorder-Gummen wurde aus der Probe 75/53 der obersten Wang-Formation, unter dem tektonischen Kontakt zu Klippen-Elementen, folgende Fauna bestimmt: *Globotruncana stuarti*, *G. stuartiformis*, *G. contusa*, *Racemiguembelina fructicosa* und *R. powelli*. Diese Formen bilden eine typische Faunen-Gemeinschaft der *Globotruncana gansseri*-Zone. Im Melchtal (Fig. 32) erreichen jüngste Wang-Anteile mit *G. contusa* ebenfalls das mittlere Maastrichtian.

Westlich des Engelberger Aa-Tales gelangt man an der Formations-Obergrenze in jüngere stratigraphische Niveaus. Dies wird recht deutlich im Gebiet des Wilerhorns und des östlichen Brienzer Grates. Im Profil Chruterbach, bei den Giswiler Klippen, kann in den obersten 40 m die *Globo-*

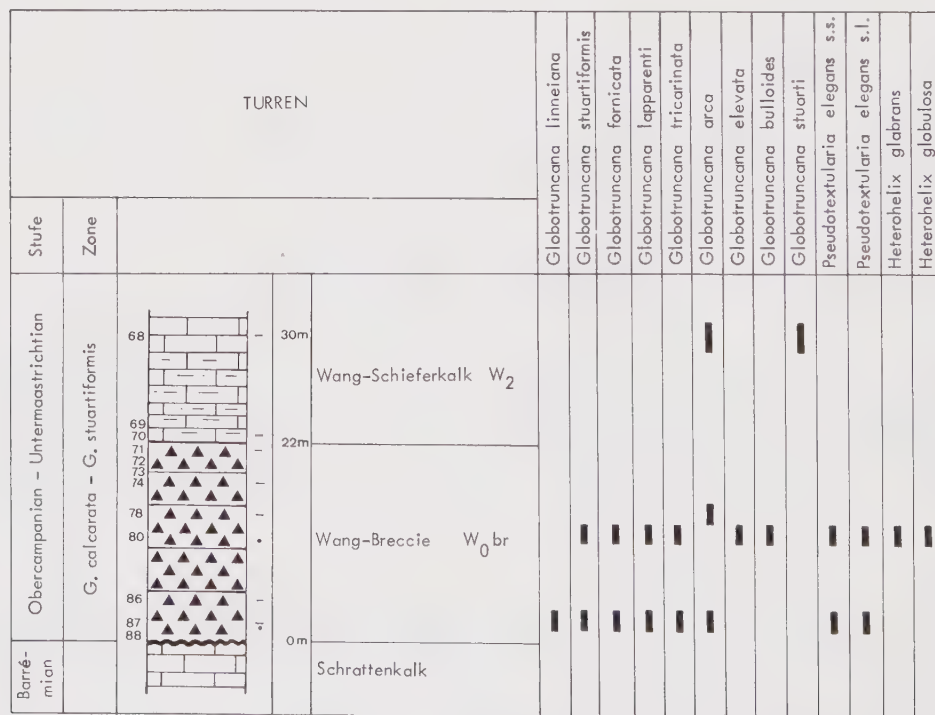


Fig. 35: Verbreitung der planktonischen Foraminiferen und Globotruncanen-Zonen; Profil Turren, Wilerhorn-Gebiet (Koord. 653.120/182.230). Bestimmung im Dünnschliff (—) bzw. an isolierter Form (•).

truncana gansseri-Zone und die *Globotruncana mayaroensis*-Zone ausgeschieden werden. Das Profil Rothornweg (Fig. 34) umfasst das ganze Maastrichtian. Die Grenze zwischen *Globotruncana stuartiformis*-Zone und *Globotruncana gansseri*-Zone kann nicht genau gelegt werden. Der unterste Teil mit der Probe 75/262 enthält bereits Racemiguembelinen, welche weltweit im Grenzbereich der *Globotruncana stuartiformis*-Zone zur *Globotruncana gansseri*-Zone erstmals auftreten. Möglicherweise fehlt also der unterste Teil des Maastrichtian, welcher andernorts durch die Wang-Breccie repräsentiert werden könnte. *Globotruncana mayaroensis* taucht erstmals in der Probe 75/124 auf und ist in den weiteren Proben bis an die Obergrenze des Profils anzutreffen.

Durch Resedimentation älterer Kreide-Komponenten gelangte eine allochthone Fauna in die Wang-Breccie. In die Matrix der Breccie wurde vor allem Material aus den Amdener Mergeln aufgearbeitet, während die härteren Seewer Kalke meistens als Komponenten vorliegen. Die resedimentierte Fauna aus diesen beiden Formationen vermischte sich mit wenigen autochthonen Formen. Auf der Dundelalp besteht die etwa 30 cm mächtige, auf Schrattenkalk liegende Wang-Breccie teilweise aus amdenerähnlichen Mergeln mit Geröllen aus Seewer Kalk (S.42). Die Probe 75/63 enthält dort folgende Globotruncanen des Untercampanian: *Globotruncana carinata*, *G. elevata*, *G. coronata*, *G. lapparenti*, *G. linneiana*, *G. tricarinata*, *G. fornicata* und *G. bulloides*. Aus einer etwas höheren Probe (75/66) konnte *G. primitiva* aus dem Untersantonian isoliert werden. Das Matrix-Material der Wang-Breccie auf der Dundelalp besteht somit möglicherweise völlig aus resedimentierten Amdener Mergeln. Das wahre Alter der Breccie muss deshalb jünger als Untercampanian sein. Am über 20 m mächtigen Breccien-Profil des Turren (Fig. 17 und 29) treten mergelige Horizonte seltener auf. Die obercampane Fauna aus den Proben 75/87 und 75/80 erscheint völlig homogen und könnte autochthon sein. Am Breccien-Profil Wilerhorn ergibt die Fauna mit *Globotruncana ventricosa*, *G. stuarti* und *G. fornicata-contusa* oberstes Campanian bis unterstes Maastrichtian (Fig. 36). Die Wang-Breccie des Wilerhorn-Gebietes enthält somit, nebst älteren aufgearbeiteten Formen, hauptsächlich eine homogene Globotruncanen-Fauna des obersten Campanian. *G. stuarti* und *G. fornicata-contusa* deuten bereits unteres Maastrichtian an; eindeutige Maastricht-Formen fehlen jedoch. An der Schintenfuh und bei der Arnialp konnte an der

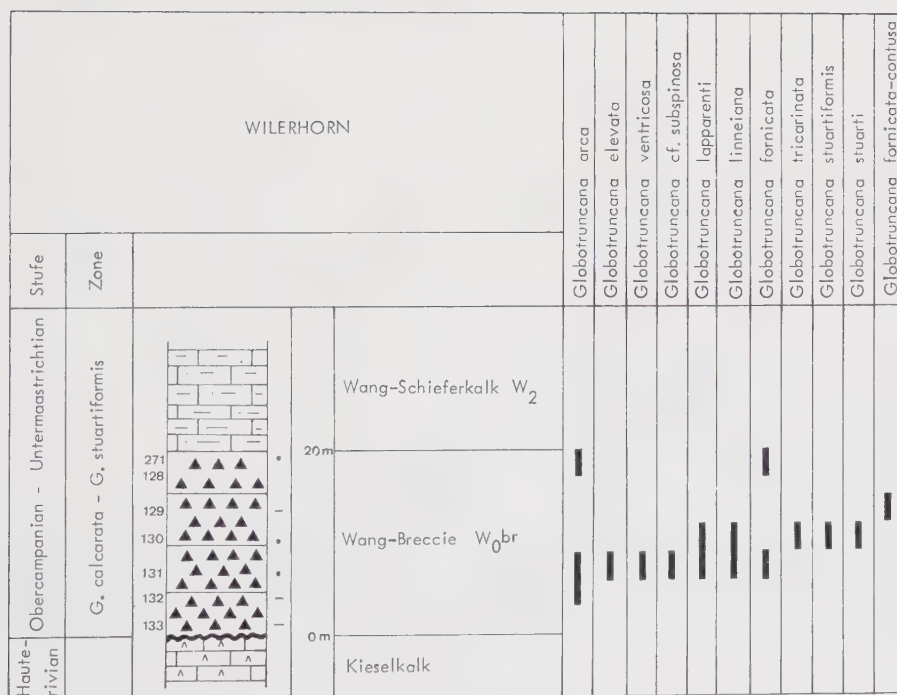


Fig. 36: Verbreitung der planktonischen Foraminiferen und Globotruncanen-Zonen; Profil Wilerhorn (Koord. 650.750/180.100). Bestimmung im Dünnschliff (—) bzw. an isolierter Form (•).

Basis der Wang-Formation Maastrichtian nachgewiesen werden, und ebenso bestehen die Wang-Vorkommen des ganzen Brienzer Grates vom Brätterstock bis zur Roten Fluh ausschliesslich aus Maastrichtian.

Im Rawil-Gebiet erweist sich die biostratigraphische Auswertung als äusserst mühsam. Zu der Fossilarmut gesellt sich das vollständige Fehlen schlämmbarer Horizonte. Aus einer grossen Zahl von Dünnschliffen konnten am Prâbé, am Lac des Audannes, beim Pas de Maimbré, am Weisshorn und in der Plaine Morte meistens nur *Globotruncana stuarti*, *G. stuartiformis*, *G. arca*, *G. cf. contusa* und *G. tricarinata* bestimmt werden. Damit kann wenigstens angedeutet werden, dass an diesen Lokalitäten die Wang-Formation dem Maastrichtian angehört.

Die ultrahelvetischen Wang-Sedimente am Hahnenmoospass zeigen sich dagegen wieder als recht fossilreich. Am Schalmigrat und im Gilsbach enthalten Dünnschliffe eine ansehnliche Globotruncanen-Fauna des mittleren Maastrichtian, bestehend aus *Globotruncana stuarti*, *G. arca*, *G. contusa* und *G. stuartiformis*. Aus der Wang-Breccie am Regenboldshorn gelang die Isolation von verkieselten Foraminiferen mit Hilfe von Ameisensäure. Es konnte daraus folgende Fauna der *Globotruncana gansseri*-Zone bestimmt werden: *Globotruncana stuarti*, *G. conica*, *G. contusa*, *G. linneiana*, *G. carinata* und *G. stuartiformis*. Die tiefsten Wang-Einheiten im Bereich des Ultrahelvetikums erweisen sich somit als jünger als im Gebiet der Wildhorn-Decke.

Biostratigraphische Aussagen der benthonischen Foraminiferen

Die meisten Gattungen und Arten der benthonischen Foraminiferen erweisen sich als Durchläufer. Für die Datierung auswertbar (Arbeitskreis deutscher Mikropaläontologen 1962) sind in der Oberkreide vor allem einige Arten der folgenden kalkschaligen Gattungen: *Gavelinella*, *Stensioeina*, *Bolivinoides*, *Bolivina* und *Neoflabellina*. Als stratigraphisch bedeutsame Art tritt *Gavelinella clementiana* in den Proben 73/83 und 75/20 der Wang-Basisschichten der Wangalp auf. In der nordwestdeutschen Oberkreide beschränkt sich diese Form auf oberes Untercampanian. Die Wang-Basisschichten der Wangalp wurden mit Globotruncanen als Obercampanian datiert, wobei zu beachten ist, dass eine weitere Unterteilung des Obercampanian mit planktonischen Foraminiferen nicht möglich ist.

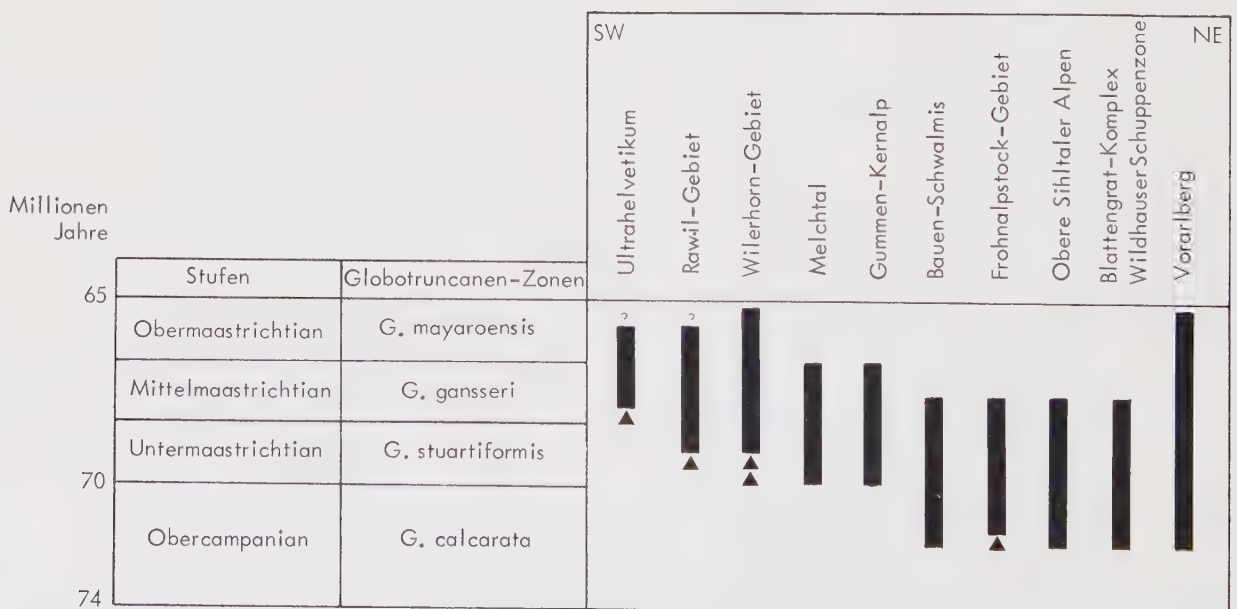


Fig. 37: Regionaler Altersvergleich der Wang-Formation.

Neoflabellina rugosa ist eine weitere typische Campanian-Form. In Probe 74/85 vom Schülberg (Obercampanian) zeigt sich *N. rugosa* der untercampanen *N. deltoidea* WEDEKIND nicht unähnlich. *N. rugosa* zusammen mit der Globotruncanen-Fauna (Fig. 27) ergibt für die Wang-Basis-schichten des Schülberg ein mittleres Campanian. Am Stock enthält Probe 74/70 der Wang-Schiefermergel *Bolivina incrassata gigantea*, welche in Norddeutschland ihr Erstauftreten im oberen Obercampanian hat und durch das ganze Maastrichtian verbreitet ist. Die Plankton-Fauna derselben Probe am Stock weist auf Obercampanian hin. Durch das Auftreten von *B. gigantea* können die Wang-Schiefermergel vom Stock somit ins obere Obercampanian gestellt werden. Der obere Teil des Profils am Fidisberg reicht ins untere Maastrichtian hinein (Fig. 28), wo in Probe 74/83 *Bolivina incrassata gigantea* auftritt. Die Form kommt auch im höheren Maastrichtian (*Globotruncana gansseri*- und *Globotruncana mayaroensis*-Zone) vom Wilerhorn (75/123), Chruterenbach (75/110) und Schnepfegg, Vorarlberg (75/159), recht häufig vor.

Bolivina decurrens ist eine typische Maastrichtian-Form und konnte aufgearbeitet in den eo-zänen Fliegenspitz-Schichten vom Chruterenbach (75/108) bestimmt werden. Aus derselben Probe stammt *Neoflabellina reticulata*. Beide Arten haben ihre Hauptverbreitung im unteren und mittleren Maastrichtian. Das Auftreten von *Bolivinoides draco draco* weist auf Maastrichtian hin. Sie kommt am Wilerhorn, Rothornweg (75/124, 75/123; Fig. 34), Chruterenbach (75/92, 75/108; Fig. 33) und im Vorarlberg (75/159; Fig. 31) zusammen mit *Globotruncana mayaroensis* vor.

Ökologie der Foraminiferen-Fauna

Zu den wichtigsten ökologischen Faktoren, welche eine marine Lebensgemeinschaft bestimmen, gehören Wassertiefe, Temperatur, Salinität und Substrat. Eine fossile Foraminiferen-Population ermöglicht durch die analytische Auswertung eine Rekonstruktion der früheren Lebensbedingungen. In jüngerer Zeit wurde die Kenntnis über Verbreitung und Ökologie rezenter Foraminiferen durch intensive Forschungsarbeit (z.B. PHLEGER 1960, MURRAY 1973) erheblich ausgeweitet, und ökologische Interpretationen von fossilen Foraminiferen-Gemeinschaften können dementsprechend präziser vorgenommen werden.

Eine genaue Beschreibung einer Population erfordert nach PHLEGER (1960) Angaben über das Plankton/Benthos-Verhältnis, die Anzahl der Arten und Gattungen (faunal diversity), den Prozentsatz an agglutinierten Formen und eine Liste mit ökologisch charakteristischen Arten und Gattungen. Ferner sollte die Häufigkeit pro Sedimentgewicht (faunal abundance) bekannt sein.

Das sporadische Auftreten von fossilreichen, fossilarmen und sterilen Horizonten sowie die nach Lithologie wechselnden Präparationsmethoden und Faunenausbeute in der Wang-Formation erlauben keine ideale Auswertung, wie es bei durchwegs guten Aufbereitungsmöglichkeiten und ausreichenden Individuenzahlen möglich wäre. Die Untersuchungen beschränken sich deshalb im wesentlichen auf schlämbbare Proben mit für statistische Zwecke genügender Individuenzahl, während es schwieriger ist, aus Dünnschliffen bei der vorhandenen geringen Faunendichte zuverlässige Daten zu gewinnen.

Tabelle 3 enthält Angaben über die Anzahl der benthonischen Arten, den Prozentsatz an Sandschalern und das Verhältnis der planktonischen zu den benthonischen Formen (*P/B*).

Nach PHLEGER (1960) nimmt die Anzahl der Arten auf dem Schelf bis in den mittleren Kontinentalabhang mit der Wassertiefe zu. In der Wang-Formation enthalten Proben mit relativ hoher Individuenzahl meistens mehr als 20 benthonische Arten. Die individuenreichsten Proben (Wilerhorn, Vorarlberg) enthalten 13 bis 25 benthonische Arten. Die maximale Artenzahl von 31 stammt aus einer Probe mit nur mittlerer Individuenzahl (74/85, obercampane Wang-Basis-schichten am Schülberg). Artenzahlen dieser Grössenordnung werden nach PHLEGER (1960) vom äusseren Schelf bis in die Tiefsee erreicht.

Mit wenigen Ausnahmen beträgt der Prozentsatz der Sandschaler mehr als 15 Prozent. In der Variation des Sandschaler-Anteils konnte keinerlei Gesetzmässigkeit erkannt werden. Weder Indi-

viduen- oder Artenzahl noch Plankton/Benthos-Verhältnis oder detritischer Quarzgehalt scheinen in Abhängigkeit zur Sandschaler-Häufigkeit zu stehen.

Das Plankton/Benthos-Verhältnis hat HAY (1960) in Abhängigkeit von der Wassertiefe als Kurvendiagramm dargestellt. Die Verhältniszahl $P/B = 1,0$ stellt sich ausserhalb des Schelfrandes bei etwa 400 m Tiefe ein. Bei PHLEGER (1960) wird der Wert 1,0 noch auf dem äusseren Schelf-Bereich erreicht. Die Werte für das P/B -Verhältnis streuen in der Wang-Formation zwischen 0,1 und 2,0. Die Streuung zeigt keine bestimmten Tendenzen an, welche erlauben würden, differenzierte bathymetrische Schlüsse zu ziehen. Möglicherweise kam die Streuung durch Umlagerung und Mischung von Faunen aus verschiedenen Lebensräumen vor der endgültigen Ablagerung zustande. Typische Flachwasserformen treten keine auf. Wie später noch gezeigt wird, sind viele Arten und Gattungen der Wang-Formation typisch für den äusseren Schelfbereich und den oberen Kontinentaltalabhang. Ein Transport vom Schelfrand in grössere Tiefen würde den Anteil der benthonischen Fauna vermehren und das P/B -Verhältnis vermindern. Der höchste Wert von 2,0 lässt auf eine maximale Wassertiefe von gegen 1000 m schliessen. SLITER (1975) warnt vor allzu strikter Anwendung des P/B -Verhältnisses als Tiefenindikator, da durch diagenetische Lösungsprozesse einige Kalkschaler selektiv aufgelöst und so die Verhältniszahlen verfälscht werden können.

Tabelle 3: Daten zur Ökologie der Foraminiferen-Faunen

Proben		Alter und Formationsglied	Anzahl benthonische Arten	Agglutinierte Formen in % der Gesamtfaua	Plankton/Benthos- Verhältnis (Individuen)
Rothornweg	75/124	Ob. Maastrichtian (W_1)	25	19	1,6
	75/269	Mittl. Maastrichtian (W_4)	9	22	1,2
	75/266	Mittl. Maastrichtian (W_{2-3})	8	25	0,3
	75/263	Mittl. Maastrichtian (W_{2-3})	7	6	0,1
	75/262	Unt. Maastrichtian (W_{2-3})	11	9	0,7
Chrutererbach	75/92	Mittl. Maastrichtian (W_1)	21	14	1,6
Melchtal	74/266	Unt. Maastrichtian (W_3)	25	25	0,5
Gummen	75/53	Mittl. Maastrichtian (W_1)	15	24	0,9
Bauen	74/16	Ob. Campanian (W_1)	23	39	0,3
Underbäch	73/148	Ob. Campanian (W_2)	12	25	1,1
Wangruns-Seebli	75/21	Ob. Campanian (W_0)	22	26	0,6
	75/18	Ob. Campanian (W_0)	22	20	0,7
	75/17	Ob. Campanian (W_0)	21	25	0,6
Seeblistöckli	75/276	Unt. Maastrichtian (W_4)	14	30	0,2
Wangflue	73/91	Ob. Campanian (W_0)	11	37	0,3
	73/83	Ob. Campanian (W_0)	19	21	1,2
Schülberg	74/85	Ob. Campanian (W_0)	31	26	1,4
Fidisberg	74/83	Ob. Campanian (W_0)	12	12	0,7
Stock	74/70	Ob. Campanian (W_1)	22	42	0,4
	74/63	Ob. Campanian (W_0)	28	38	0,2
Matschels, Vorarlberg	75/170	Ob. Maastrichtian	16	17	1,7
	74/241	Ob. Maastrichtian	13	18	0,9
	75/160	Ob. Maastrichtian	14	37	0,8
Schnepfegg, Vorarlberg	75/159	Ob. Maastrichtian	19	17	2,0
	75/145	Ob. Maastrichtian	15	28	0,4
	75/143	Mittl. Maastrichtian	29	18	1,1

Einige Foraminiferen erweisen sich als wertvolle Fazies-Leitformen. Die folgenden Gattungen und Arten, welche durch Vergleiche mit rezenten Formen und ihren Lebensbedingungen von verschiedenen Autoren (SCHNITKER 1972, SLITER & BAKER 1972) als Indikatoren für die Wassertiefe eingestuft wurden, treten in der Wang-Formation auf:

<i>Bathysiphon</i>	<i>Bolivina incrassata</i>
<i>Cribr stomoides</i>	<i>Gaudryina laevigata</i>
<i>Dorothia</i>	<i>Gyroidinoides nitida</i>
<i>Gavelinella</i>	<i>Osangularia cordieriana</i>
<i>Gaudryina</i>	
<i>Glomospira</i>	
<i>Gyroidinoides</i>	
<i>Nodosaria</i>	
<i>Osangularia</i>	
<i>Praebulimina</i>	
<i>Pullenia</i>	
<i>Spiroplectammina</i>	
<i>Trochammina</i>	

Nach SCHNITKER (1972) sind die Gattungen *Gyroidinoides*, *Epistominella*, *Osangularia* und *Glomospira* charakteristisch für Tiefen über 1000 m. *Bolivina incrassata* ist für den äusseren Schelf und den oberen Kontinentalabhang typisch.

SLITER & BAKER (1972) entwickelten in ökologischen Studien in der Point-Loma-Formation (Oberkreide, Kalifornien) ein paläobathymetrisches Modell mit auf bestimmte Tiefen beschränkten Gattungen und Arten. Dieses ist auf Vergleichen mit modernen Faunen im Ost-Pazifik vom Peru-Chile-Graben bis Santa Monica Bay in Kalifornien basiert. Ferner wurden Untersuchungsergebnisse anderer Autoren (PHLEGER 1951, PARKER 1954, FRERICHS 1970) im Golf von Mexiko und in der Andaman Sea berücksichtigt. Der Ost-Pazifik war während der Oberkreide erheblich wärmer als heute. Die Vergleichbarkeit der Wang-Fauna mit subtropischen Foraminiferen-Gemeinschaften weist auf ein relativ warmes Oberkreide-Klima in Mitteleuropa hin.

Eine benthonische Foraminiferen-Gemeinschaft mit *Nodosaria*, *Pleurostomella*, *Gyroidina*, *Gavelinella*, *Spiroplectammina*, *Dorothia* und *Trochammina* gehört nach den obgenannten Untersuchungen dem äusseren Schelfbereich an. Eine Fauna des oberen Kontinentalabhanges besteht aus *Osangularia*, *Praebulimina*, *Cribr stomoides*, *Bathysiphon* und *Spiroplectammina*. In der Wang-Formation sind mit wenigen Ausnahmen alle diese Gattungen vertreten. Am häufigsten und in allen fossilreicheren Proben kommen *Gaudryina*, *Dorothia*, *Gyroidinoides*, *Gavelinella*, *Nodosaria* und *Spiroplectammina* vor. Weniger häufig und nicht in allen Proben sind *Osangularia* und *Bathysiphon* zu finden.

Das Modell von SLITER & BAKER enthält einige benthonische Oberkreide-Arten, welche für bestimmte Tiefenbereiche typisch sind. So ist *Osangularia cordieriana* auf den Kontinentalabhang beschränkt. Diese Art kommt zum Beispiel am Fidisberg (74/74), Schülberg (74/85) und im Vorarlberg (74/233) in den Wang-Basisschichten (W_0b) vor. Weiter tritt sie seltener im Wang-Kalk (W_1) auf (z.B. 74/266 Melchtal, 74/83 Fidisberg). *Gaudryina laevigata* ist ebenfalls für den Kontinentalabhang typisch und wird in wenigen Exemplaren vor allem in den Wang-Basisschichten (74/56 Stock) und im Wang-Kalk (74/256 Melchtal) angetroffen. *Gyroidinoides nitida* und *Bolivina incrassata* sind charakteristisch für ihr Vorkommen am oberen Kontinentalabhang bis in Tiefen um 800 m. *B. incrassata gigantea* beschränkt sich auf den äusseren Schelf. Diese Arten sind vor allem in den oberen Wang-Kalken mit grösseren P/B -Verhältnissen besonders häufig (75/92 Chrutererbach $P/B = 1,6$; 75/124 Wilerhorn $P/B = 1,6$; 75/159 Schnepfegg, Vorarlberg $P/B = 2,0$). Sie kommen aber auch in den meisten anderen lithologischen Einheiten vor (74/85 Wang-Basisschichten, Schülberg; 74/70 Wang-Schiefermergel, Stock; 74/83 Wang-Kalk, Fidisberg).

Beziehungen zum Alttertiär

In den meisten Fällen kann bei Betrachtung der tertiären Sedimente über der Wang-Formation anhand von Basalkonglomeraten, grobkörnigen Glaukonitsandsteinen und Nummuliten- und Lithothamnienkalken eine Transgression von Flachwasser-Sedimenten nach einem vorausgehenden Sedimentationsunterbruch mit Emersion festgestellt werden. In einigen Gebieten des Ablagerungsraumes treten über der Wang-Formation Flysch (Ultrahelvetikum des Berner Oberlandes, BADOUX 1946) und Fliegenspitz-Schichten (S. 8) in Globigerinenmergel-Fazies auf.

Die Fliegenspitz-Schichten bestehen am Wilerhorn aus grauen, glimmerhaltigen Mergeln mit dünnen, zwischengelagerten Kalkbänken. Die mittlere Korngrösse des detritischen Quarzes ist etwas grösser als im liegenden Wang-Kalk *W* (Fig. 12). Die Mikrofauna besteht zum überwiegenden Teil aus aufgearbeiteten Formen des Maastrichtian, während die tertiären Gattungen *Globigerina* und *Globorotalia* in den meisten Proben vorerst nur vereinzelt auftreten und sich erst in den obersten 1–2 m der Fliegenspitz-Schichten anhäufen (Fig. 33, 34). Im Verkehrtschenkel der Wilerhorn-Falte, oberhalb des Rothornweges, enthalten Fliegenspitz-Schichten 10 cm unter dem scharfen Kontakt zu den Globigerinenmergeln folgende Fauna (Probe 73/45): *Globorotalia bullbrookii*, *G. spinuloinflata*, *Globigerina linaperta* und *G. eocaena*, was ein unteres Mitteleozän-Alter ergibt. Die basalen Globigerinenmergel (Probe 73/44) mit *Globigerina eocaena*, *G. linaperta*, *Globigerinita pera* und *Globorotalia cerroazulensis pomeroli* gehören in den Grenzbereich von Mittel- und Obereozän. Interessanterweise sind in den mitteleozänen Fliegenspitz-Schichten am Wilerhorn nebst Maastrichtian- auch Paleozän-Formen aufgearbeitet (*Globorotalia aequa*, *G. velascoensis*, *G. angulata*).

Am Fliegenspitz folgen über Amdener Mergeln etwa 5 m sandige Kalkmergel mit dazwischengeschalteten Kalkbänken, worin mit einer Globigerinen-Fauna Oberpaleozän nachgewiesen werden kann. Darüber liegt eine etwa 1 m mächtige, glaukonitische Bank, welche einige Discocyclinen und Globigerinen enthält (R. Schmidt, unpubl.). Dann folgt eine etwa 10 m mächtige Wechsellagerung von sandigen Mergeln mit sandigen Kalken, woraus HERB (1962) eine Globigerinen-Fauna des oberen Paleozän bestimmte.

Im Blattengrat-Komplex des Weisstannentals, im Näserinabach westlich Logs, liegen oberpaleozäne Fliegenspitz-Schichten (Proben 74/172, 74/173) mit einer scharfen Grenze auf Wang-Basisschichten des Obercampanian. Dieses für das Problem der «tertiären Wang-Schichten» aufschlussreiche Profil enthält von oben nach unten:

- Oberpaleozäne Fliegenspitz-Schichten
Scharfe stratigraphische Grenze
- Obercampane Wang-Basisschichten
- Amdener Mergel
Tektonische Grenze
- Nordhelvetische Dachschiefer

Hier blieben nach der Erosion an der Kreide/Tertiär-Wende von der Wang-Formation noch obercampane Wang-Basisschichten übrig. Dieses Profil liegt im Schuppenbau des Blattengrat-Komplexes tief und gehört faziell an den Nordrand, wo möglicherweise eine Verbindung zu den Fliegenspitz-Schichten der Wildhauser Schuppenzone mit völlig fehlender Wang-Formation hergestellt werden kann. Bei Batöni, im Weisstannental folgen auf der mächtig entwickelten Wang-Formation des Maastrichtian ein halber Meter Fliegenspitz-Schichten mit *Lituola grandis* und einer paleozänen planktonischen Fauna.

Die Fliegenspitz-Schichten nehmen im Querschnitt vom Blattengrat-Komplex des Weisstannentals zur Wildhauser Schuppenzone bei Amden mehr als die gesamte Breite des Wang-Areals ein. Im Wilerhorn-Gebiet liegen Fliegenspitz-Schichten ebenso am Nordrand (Chruterenbach) wie

auch am Südrand des Wang-Areals (Wilerhorn, Rothornweg) (Fig. 5). In Vorarlberg können bei Matschels und im Gebiet der Hohen Kugel (OBERHAUSER 1958) dunkle, wangähnliche Mergel mit einer Paleozän-Fauna von der Wang-Formation des Obermaastrichtian abgetrennt werden. Die Korrelation mit den gleichaltrigen ostschweizerischen Fliegenspitz-Schichten drängt sich vor allem altersmässig auf. Die schwarzen Glaukonitmergel unter dem Fraxner Grünsand bei Matschels enthalten eine Mischfauna des Maastrichtian und des Oberpaleozäns und zeigen bereits lithofazielle Anklänge an die tertiären Grünsandbildungen.

Für die Beziehungen der Wang-Formation zur hangenden Tertiär-Formation ist erwähnenswert, dass sich an einzelnen Profilen des Blattengrat-Komplexes (Tschingel bei Elm), der Wildhauser Schuppenzone (Sommerichopf) und in der Inneren Einsiedler Schuppenzone (Rotwand, Gschwändstock) in den obersten 10 cm der Wang-Formation unter dem scharfen Kontakt zu den tertiären Nummuliten- und Grünsandbildungen glaukonitische Nester finden, deren Glaukonitkörner sich von jenen der Wang-Formation deutlich unterscheiden. Es handelt sich um den gleichen Glaukonit wie in den darüberliegenden eozänen Grünsandbildungen. Eine Mischung von aufgearbeiteten Wang-Sedimenten mit den transgressiven Nummulitenkalken erfolgte hier also nicht. Es kann angenommen werden, dass die Wang-Oberfläche hier bereits verfestigt war, so dass der Glaukonit nur in Löcher und Spalten eindringen konnte.

Fazies-Interpretation

Ablagerungsbedingungen

In der Wang-Formation können Mudstones, Wackestones und Packstones unterschieden werden (DUNHAM 1962), welche gemäss dieser genetischen Klassifikation durch ihren «Mud-support» einem relativ energiearmen Ablagerungsraum zugeordnet werden müssen. Die Mineralien Glaukonit und Phosphorit, als marine synsedimentäre Bildungen, wurden zusammen mit den detritischen Komponenten Quarz, Ton- und Schweremineralien verfrachtet. Die biogenen Bestandteile waren ebenfalls den Strömungskräften ausgesetzt und wurden im Sediment homogen verteilt.

Im allgemeinen erlauben die strukturellen und texturellen Eigenschaften eines Sedimentes eine Rekonstruktion der physikalischen Bildungsbedingungen. Für Strömungen sind in der Wang-Formation zahlreiche Anzeichen vorhanden: Lamination, Gradierung, Mikro-Kreuzschichtung und die durch submarine Erosion entstandene basale Schichtlücke mit der Wang-Breccie. Die relativ kleinen mittleren Korngrössen bei nur wenig schwankenden maximalen Korngrössen (S. 34) lassen auf niedrige Strömungsgeschwindigkeiten schliessen, während die gute Sortierung für eine gewisse Stabilität der Strömung spricht. Infolge der kontinuierlichen Korngrössen-Abnahme in westlicher Richtung ist anzunehmen, dass die Strömungen einen Transport von Ost nach West verursachten.

Die Bestimmung des prädiagenetischen chemischen Milieus im Ablagerungsraum der Wang-Formation erfolgt durch Betrachtung der Mineralneubildungen. Glaukonit und Phosphorit gelten als Mineralien, die ganz bestimmte Bildungsbedingungen erfordern, welche im bekannten Ablagerungsraum der Wang-Formation nicht gegeben waren. Nebst der geringen Sedimentationsrate verlangt die Bildung von Glaukonit und Phosphorit ein leicht oxydierendes Milieu (PETTJOHN 1974). Es ist anzunehmen, dass in einem nördlichen Teil des Ablagerungsraumes, wo die entsprechenden Sedimente heute wegen der vor-eozänen Erosion fehlen, geeignete Bedingungen (kleine Sedimentationsrate, Oxydation) für Glaukonit- und Phosphoritbildung bestanden.

Mikroskopische Vergleiche des Glaukonits und Phosphorits der Wang-Formation mit demjenigen der mittleren Kreide ergeben Unterschiede in Farbe und Korngrösse, was gegen eine Aufarbeitung aus dem Gault spricht.

Die Anwesenheit von Pyrit deutet auf reduzierende Bedingungen während der frühen Diagenese hin (KRUMBEIN & GARRELS 1952). Reduzierende Bedingungen traten offenbar erst nach rascher Einbettung im Sedimentkörper in Erscheinung, und das Bodenwasser enthielt für die benthonische Lebensweise noch genügend Sauerstoff. Die Grenzfläche zwischen Oxydation und Reduktion ($Eh = 0$) lag demnach nahe, wahrscheinlich meistens etwas unterhalb der Sedimentoberfläche.

Folgende benthonische Fauna bildet die Fossilgemeinschaft in der Wang-Formation: Foraminiferen, Kieselschwämme, Serpuliden, Echiniden, Bivalven, Bryozoen und Ostrakoden.

Wie für den Glaukonit könnte auch für einen Teil der benthonischen Foraminiferen und für die Ostrakoden gelten, dass vor der endgültigen Ablagerung eine Umlagerung stattgefunden hatte. Als nicht umgelagert werden die Serpuliden, *Lituola grandis* und andere sandschalige Foraminiferen, Ammoniten und Inoceramen betrachtet, welche alle im Bereich des Ablagerungsraumes lebten. Es kommen keine typisch inner-neritischen Komponenten wie Grossforaminiferen, Kalkalgen, etc. in der Wang-Formation vor. Die relativ reiche Plankton-Fauna der Wang-Sedimente lässt den Schluss zu, dass in den Gewässern über dem Ablagerungsraum normal-marine Verhältnisse herrschten.

Ablagerungstiefe

Der Fazieswechsel von der Amdener in die Wang-Formation entstand im wesentlichen durch Änderung der Strömungsverhältnisse und weniger durch grössere Veränderung der Wassertiefe (vgl. OBERHÄNSLI-LANGENEGGER 1978). Sicherlich darf für den Ablagerungsraum der Wang-Formation ein niedrig-energetisches Milieu unterhalb der Wellenbasis angenommen werden. Die Korngrössen-Abnahme des detritischen Quarzes gegen Südwesten (S. 36) und der südwärtige Transport der Breccien-Komponenten (S. 44) sprechen für eine Vertiefung des Ablagerungsraumes von Nordosten gegen Südwesten.

Angaben über tatsächliche Tiefen können aus der palökologischen Auswertung der Foraminiferen-Fauna gewonnen werden. Bedeutende ökologische Indikatoren sind das Plankton/Benthos-Verhältnis und die Zusammensetzung des Benthos nach Gattungen und Arten. Eine wichtige Grundlage für die Bathymetrie und die Beschreibung von Lebensräumen stellen die Begriffe Schelf, Schelfrand, Kontinentalabhang und Tiefsee dar, wobei der Schelfrand mit einer mittleren Tiefe von 200 m einen Bezugspunkt für Tiefenangaben bildet. Bei vorsichtiger Interpretation der ökologischen Faktoren sollte die ganze mögliche Tiefenskala mit den Maximal- und Minimalwerten angegeben werden. Auf diese Weise ergäbe sich für die Plankton/Benthos-Verhältnisse der Foraminiferen, die in der Wang-Formation von 0,1 bis 2,0 (Tab. 3) streuen, nach HAY (1960) eine Minimaltiefe von etwa 100 m und eine Maximaltiefe von etwa 800 m. Die Interpretation der gleichen Werte nach PHLEGER (1960) ergibt ähnliche Wassertiefen von 60 bis 1000 m. Diese breite Tiefenskala umfasst den äusseren Schelf und den oberen Kontinentalabhang. Genauere Angaben liefern diagnostische Gattungen und Arten der benthonischen Fauna. Bei Anwendung des paläobathymetrischen Ökologie-Modells von SLITER & BAKER (1972) zeigt sich, dass in der Wang-Formation Foraminiferen-Gemeinschaften auftreten, die für den äusseren Schelf und den oberen Kontinentalabhang typisch sind. Einige Arten wie *Osangularia cordierana*, *Gaudryina laevigata*, *Gyroidinoides nitida* und *Bolivina incrassata* kommen gemäss dem Sliter-Baker-Modell auf dem Kontinentalabhang in Tiefen bis zu etwa 800 m vor. Die übrige benthonische Fauna (vorwiegend Spongien, Serpuliden und Echinodermen) zeigt kein spezifisches bathymetrisches Verhalten.

Bei gemeinsamer Interpretation der mikropaläontologischen und sedimentologischen Aspekte wird der flache Schelfbereich ausgeschlossen, und es bleibt als Ablagerungsraum der äussere Schelf und der obere Kontinentalabhang bis zu einer Maximaltiefe von 800–1000 m.

In dieser Interpretation sind die meisten Wang-Sedimenttypen mit ihrem gesamten Fauneninhalt berücksichtigt. Der grobkörnige Glaukonitkalk vom Chlingenstock (Frohnalpstock-Gebiet), einige wenige grobkörnige Horizonte an der Wangflue und am Schwalmis und glaukonitreiche (bis

10 Vol.-%), dünne Lagen in Mergelkalken des Vorarlbergs (Schnepfegg) bilden in bezug auf Mächtigkeit und Ausdehnung eine für die fazielle Gesamtdeutung zu vernachlässigende Ausnahme. Die grobkörnigen glaukonitischen Horizonte sind relativ fossilreich und deuten mit dem Plankton/Benthos-Verhältnis der Foraminiferen und den darin vorkommenden Muscheln und Bryozoen auf einen Tiefenbereich im äusseren Schelf hin. Die groben Glaukonit- und Quarzkörner sowie die benthonische Fauna liegen aber auf sekundärer Lagerstätte.

Schichtlücken und Sedimentationsraten

Im Gebiet der Oberen Sihltaler Alpen ist von der Wangflue gegen Norden zum Fidisberg eine Abnahme der Sedimentationsraten von 37 auf 23 mm/1000 Jahre festzustellen. Bei Vergleichen der Sedimentationsraten mit dem lateralen Verhalten der mittleren Korngrössen des detritischen Quarzes (S. 36) zeichnet sich die Tendenz ab, dass bei hohen Korngrössen geringe Sedimentationsraten vorliegen und umgekehrt. Nach Ansicht verschiedener Autoren hängen Sedimentationsraten und submarine Sedimentationsunterbrüche nebst anderen Faktoren hauptsächlich von der Wirkung der Meeresströmungen ab, welche durch ihren Materialtransport über Akkumulation und Erosion bestimmen.

Die Schichtlücke an der Basis der Wang-Formation in ihren südwestlichen Verbreitungsgebieten ist submariner Erosion zuzuschreiben (vgl. S. 78). Die Schichtlücke an der Obergrenze der Wang-Formation (Hiatus Kreide/Tertiär-Wende) entstand im Bereich der Fliegenspitz-Schichten ebenfalls durch submarine Erosion, im Bereich des transgressiven Tertiärs jedoch durch vorangegangene subaërische Erosion.

Tabelle 4: Sedimentationsraten der zonierbaren Profile der Wang-Formation

Profil	Mächtigkeiten (m)	Globotruncanen-Zonen	Geschätzte Mio. Jahre (nach VAN HINTE 1976)	Sedimentationsraten (mm / 1000 Jahre)
Chruterenbach	40	<i>G. gansseri</i>	1,0	40
Rothornweg, Wilerhorn	105	<i>G. gansseri</i> – <i>G. mayaroensis</i>	3,0	35
Wangflue	130	<i>G. calcarata</i> – <i>G. stuartiformis</i>	3,5	37
Wangruns-Seebli	120	<i>G. calcarata</i> – <i>G. stuartiformis</i>	3,5	34
Seeblistöckli	45	<i>G. stuartiformis</i>	1,5	30
Schülberg	40	<i>G. calcarata</i>	1,5	27
Fidisberg	70	<i>G. calcarata</i> – <i>G. stuartiformis</i>	3,0	23
Rotwand	70	<i>G. calcarata</i> – <i>G. stuartiformis</i>	3,0	23
Schnepfegg	65	<i>G. gansseri</i> – <i>G. mayaroensis</i>	1,5	43

Paläogeographie und Paläotektonik

Heute findet man Aufschlüsse der Wang-Formation in einem Gebiet, das tektonisch abgewickelt 230 km Länge und 5–12 km Breite aufweist (Taf. IX). Das nächstgelegene Maastrichtian-Vorkommen nördlich der Wang-Formation findet sich bei Alfermée am Bielersee (RENZ 1936) und besteht aus neritischen Kalken mit *Orbitoides* und *Siderolites*. Ein ursprünglich weiteres Vordringen der Wang-Formation über die heutige Nordgrenze hinaus ist durchaus möglich, doch kann keine direkte Beziehung zum Flachwasser-Maastrichtian des Juragebirges hergestellt werden. Da am Nordrand des Wang-Ablagerungsraumes während der alttertiären Emersionsphase eine Abtragung der Oberkreide erfolgte und weiter im Norden eine gleichartige Fazies nicht mehr auftritt, kann über die ursprüngliche Breiten-Entwicklung keine Angabe gemacht werden.

Der schmale, alpenparallele Wang-Faziesraum am Südrand des Helvetikums befand sich in jenem Bereich, wo in der späteren Orogenese die tektonische Trennung zwischen Südhelvetikum und Ultrahelvetikum–Nordpenninikum erfolgte. Der Süden des helvetischen Raumes war periodisch während des Mesozoikums tektonisch aktiv, indem sich antithetische Verwerfungen und Flexuren bildeten (GÜNZLER-SEIFFERT 1952, TRÜMPY 1969). Nach GÜNZLER-SEIFFERT war diese Bildung von Längsbrüchen und die antithetische Kippung von Bruchschollen mit einer submarinen Abtragung verbunden, welche zur Breccien-Bildung führen konnte. Der gleiche Autor möchte jedoch die oberkretazischen stratigraphischen Unregelmässigkeiten im Gebiet der südlichen Wildhorn-Decke des Berner Oberlandes nicht antithetischen Schollenbewegungen zuschreiben, sondern eine südhelvetische Senon-Antiklinale für die Bildung der Diskontinuitäten verantwortlich machen. Diese Antiklinale (südhelvetische Schwelle) wurde schon von ZIMMERMANN (1936), LEUPOLD (1942) und BOLLI (1944) erwähnt. ZIMMERMANN erklärte mit Hilfe dieser südhelvetischen Antiklinale die «Transgression» der «Wang-Schichten» auf die ältere helvetische Kreide. Es ist jedoch offensichtlich, dass keine subaerische Erosion erfolgte und dass die Wang-Breccie kein Transgressionsprodukt darstellt.

Für die Entwicklung einer Modellvorstellung zur Entstehung der Schichtlücke und der Wang-Breccie werden folgende zwei aus Beobachtungen und theoretisch hergeleitete Alternativen in Betracht gezogen:

a) Die Entstehung der Schichtlücke an der Basis der Wang-Formation im südwestlichen Helvetikum hat vor allem stratigraphische und keine paläotektonische Ursachen. Der Südrand des Helvetikums unterscheidet sich in Fazies und Mächtigkeiten fast aller Jura- und Kreide-Formationen mehr oder weniger stark von den stratigraphischen Verhältnissen im mittleren und nördlichen Helvetikum. Faziell scheint beispielsweise in der Unterkreide gegen Süden eine Zunahme der Wassertiefe vorzuliegen. Die Mächtigkeiten der meisten Kreide-Formationen sind im Südhelvetikum grösser als im Mittel- und Nordhelvetikum. Der *äusserste* Süden zeigt jedoch wiederum eine Mächtigkeitsreduktion. Aus dieser wichtigen Beobachtung lässt sich schliessen, dass die geringmächtige Entwicklung oder das vollständige Fehlen von Kreide-Formationen im südwestlichen Helvetikum primärstratigraphische Ursachen hat. Im Gebiet dieser geringmächtigen Formations-Mächtigkeiten erfolgte im Senon vor Ablagerung der Wang-Schichten ein Sedimentationsunterbruch mit submariner Erosion, was zur Bildung der sich sukzessive gegen Süden vergrössernden Schichtlücke führte. Dieses Gebiet mit «Non-deposition» bildete paläotopographisch ein Tief (submarine Canyons), wo im Obercampanian–Untermaastrichtian die Wang-Breccie akkumuliert wurde.

b) Die unmittelbare Ursache für die Breccien-Bildung liegt in einer Bruchtektonik. Dafür sprechen die schon von ARBENZ (1905) im Frohnalpstock-Gebiet, von STAEGGER (1944) im Wilerhorn-

Gebiet und von SCHAUB (1936) im Rawil-Gebiet erwähnten alten Längsbrüche, welche sich bei Überprüfung tatsächlich als alte, nur die Wang-Unterlage betreffende Brüche erwiesen. Die sich gegen Süden vergrössernde Schichtlücke in der Unterlage der Wang-Breccie (Taf. IX) war in dieser Bruchbildungs-Phase schon ausgeprägt. Die aufgearbeiteten Breccien-Komponenten der Unter- und Oberkreide wurden mit beginnender Wang-Sedimentation eingesedimentiert (Matrix der Wang-Breccie ist in typischer Wang-Fazies ausgebildet). Der Transport in «Débris flows» (die Zyklizität der Wang-Breccie weist auf mehrere «Débris flows» hin) ist eine Folge des «slope environment». Die im Wilerhorn-Gebiet beobachteten grösseren Breccien-Mächtigkeiten im Süden als im Norden passen gut in dieses Bild, indem natürlich am tiefsten Punkt am meisten akkumuliert wurde. Die Richtung der «Débris flows» von Nord nach Süd geht aus der besprochenen Komponenten-Zusammensetzung der Wang-Breccie hervor (Fig. 19). Die Herkunft der Breccien-Komponenten muss weiter nördlich gelegen haben, wenn man bedenkt, dass Mittlere und Obere Kreide in helvetischer Fazies südlich der Wang-Breccie heute nicht vorkommen und möglicherweise auch nicht abgelagert wurden. Die Amdener Mergel beispielsweise kommen in den basalen Wang-Anteilen zusammen mit Seewer Schichten und Gault im kompletten Schichtverband im Wilerhorn-Gebiet vor (STAEGER 1944, OBERHÄNSLI-LANGENEGGER 1978), so aber auch aufgearbeitet als Matrixmaterial in verschiedenen Horizonten der Wang-Breccie, wobei das Liegende der Breccie von Unterkreide gebildet wird. Bei der Annahme eines Transports der Breccien-Komponenten aus dem Süden müssten die Amdener Mergel und die Seewer Schichten auch sehr viel weiter im Süden verbreitet gewesen sein als die Lage der Wang-Breccie heute andeutet. Dem widerspricht das Bild der sich sukzessive gegen Süden vergrössernden Schichtlücke in der Breccien-Unterlage.

Die Interpretationsmöglichkeiten *a* und *b* stehen nicht als sich gegenseitig ausschliessende Alternativen da. In der Modellvorstellung von submarinen Canyons ist die stratigraphische Diskontinuität und die Entstehung der Wang-Breccie auch ohne Bruchtektonik erklärbar. Da jedoch alte Brüche im Felde tatsächlich auftreten, liegt eine Kombination beider Interpretationsmöglichkeiten nahe, indem der Kontinentalabhang mit den submarinen Canyons noch von einer leichten Bruchtektonik (möglicherweise synchron mit der intra-gosauischen Faltungsphase im Ostalpin, OBERHAUSER 1973) begleitet war, welche die Breccien-Bildung in «Débris flows» unterstützte.

LEUPOLD (1942) sah in den ultrahelvetischen Leimern-Schichten ein südliches Fazies-Äquivalent des Seewer Kalkes. Über das genaue Alter der Leimern-Schichten ist bisher wenig bekannt geworden (Turonian-Maastrichtian-Paleozän, GIGON 1952, MOHLER 1966). Die Leimern-Fazies ist im Vergleich zum Südhelvetikum (Seewer Kalk, Amdener und Wang-Formationen) infolge der grösseren Ablagerungstiefe weit weniger differenziert.

Im Bereich der Wildhauser Schuppenzone, des Blattengrat-Komplexes und im Vorarlberger Helvetikum sind keine basalen Schichtlücken nachgewiesen worden. Es gab hier im südlichen Helvetikum während der Oberkreide lückenlose Sedimentation, möglicherweise mit lateralen Faziesübergängen gegen Süden in den Ragazer Flysch des St.Galler Oberlandes (LEUPOLD 1938) und in die leimernähnlichen Serien der Liebensteiner Decke des Vorarlbergs (LEUPOLD 1942, OBERHAUSER 1958). Die Oberkreide des Ragazer Flyschs zeigt enge fazielle Verwandtschaft mit Oberkreide und Alttertiär der südlichen Säntis-Decke und des Blattengrat-Komplexes (leimernähnliche Turon-Kalke, obersenone Mergelschiefer mit Sandstein-Einlagerungen: Freudenberg-Schichten).

Zusammenfassung

Die Wang-Formation ist entlang dem Südrand des Helvetikums verbreitet, in der Wildhorn-Drusberg-Säntis-Decke, in den ultrahelvetischen Plaine-Morte- und Mont-Bonvin-Decken, in der Inneren Einsiedler Schuppenzone, der Schuppenzone von Wildhaus und im Blattengrat-Komplex. Das Typusprofil liegt an der Wangflue in den Oberen Sihltaler Alpen.

Die Wang-Formation lässt sich lithologisch folgendermassen unterteilen: Wang-Basisschichten (W_0b), Wang-Breccie (W_0br), Wang-Schiefermergel (W_1), Wang-Schieferkalk (W_2), Wang-Kalk (W_3), Wang-Schieferkalk (W_4) und Wang-Kalk (W_5). Neu werden hier die Wang-Basisschichten definiert, welche von den Sihltaler Alpen gegen Osten bis ins Vorarlberger Helvetikum als Übergangsfazies aus der Amdener Formation auftreten. Ausserhalb des Verbreitungsbereichs der Wang-Basisschichten, westlich der Sihltaler Alpen, ist an der Basis der Wang-Formation eine sich gegen Süden vergrössernde Schichtlücke vorhanden. Die Wang-Formation greift dort in diskordanter Lagerung sukzessive auf immer ältere Kreide-Formationen und bis auf den Malm hinunter. Die im Westen am Südrand des Verbreitungsbereichs der Wang-Formation vorkommende Wang-Breccie besteht aus Trümmern und Blöcken der dort fehlenden helvetischen Schichtglieder.

Mikrofazielle Untersuchungen der Wang-Sedimenttypen (dunkle, feinkörnige, sandige Kalke und Schieferkalke) ergeben einen variablen Gehalt folgender Komponenten: Biogene Karbonate (Foraminiferen, calcitisierte Kieselschwamm-Nadeln, Inoceramen- und Echinodermen-Fragmente, u.a.), authigener Dolomit, Pyrit, detritischer Quarz, authigener Quarz, Glaukonit und Phosphorit. Die Schweremineral-Vergesellschaftung zeigt eine Vormacht von Zirkon und Turmalin. Die Grundmasse der Wang-Sedimente ist kalkig oder kalkig-mergelig. Zu der stets vorhandenen organischen Substanz, welche der Grundmasse ihre braunschwarze Farbe verleiht, kommt eine Imprägnation mit authigener Kieselsäure. Texturell können die Wang-Sedimente nach DUNHAM (1962) als Mud-, Wacke- oder Packstones klassifiziert werden.

Dichte Wang-Kalke (W_3 , W_5) zeigen eine Bankung von 1–50 cm, schiefrige Wang-Gesteine (W_1 , W_2 , W_4) sind durch Laminationen feinzuklisch gegliedert. Gradierte Feinschichtung kommt nur in sandigen Kalken und Sandsteinen der Wang-Basisschichten (W_0b) vor, während Kreuzschichtung im Wang-Schiefermergel (W_1) festgestellt wurde. Fast alle Wang-Sedimente zeigen Anzeichen von Bioturbation, welche möglicherweise u.a. von Serpuliden (*Jereminella pfenderae* LUGEON) verursacht wurde.

Die mittleren Korngrössen des detritischen Quarzes schwanken zwischen 0,03 und 0,09 mm. Bei regionalen Vergleichen der mittleren Quarz-Korngrössen zeichnet sich eine Abnahme von Nordosten gegen Südwesten ab. Vertikal können innerhalb der Wang-Formation 1–3 Korngrössen-Zyklen unterschieden werden.

Die Komponenten der Wang-Breccie bestehen aus kleinsten Trümmern in mm-Grösse bis zu hausgrossen Blöcken und Schichtpaketen der an der Basis fehlenden Kreide-Formationen, wobei der Seewer Kalk als Komponente vorherrscht. Die Verteilung lässt auf einen Südtransport der Breccien-Komponenten schliessen. Es wird angenommen, dass bei der Ablagerung die z.T. noch unverfestigten Breccien-Komponenten submarin aufgearbeitet wurden und unter Schweregleitung in «Débris flows» in submarine Canyons am Kontinentalabhang glitten, wobei untergeordnet auch Bruchtektonik eine Rolle gespielt haben dürfte.

Die meisten Sediment-Komponenten der Wang-Gesteine wurden durch Strömungen umgelagert. Es erscheint wahrscheinlich, dass der Glaukonit synsedimentär in seichteren, weiter nördlich gelegenen Gewässern gebildet wurde. Der relativ hohe Pyritgehalt deutet auf ein reduzierendes chemisches Milieu hin. Durch diagenetische Auflösung des Skelett-Opals der Spongien-Nadeln und

Wiederausfällung des SiO_2 entstand die Verkieselung der Wang-Gesteine. Ebenfalls diagenetisch entstanden Auf- oder Anlösung von Calcit-Fragmenten.

Das Alter der Wang-Formation wurde anhand der Globotruncanen- und Heterohelicien-Verbreitung als Obercampanian bis Obermaastrichtian bestimmt, wobei die Zonen der *Globotruncana calcarata*, *Globotruncana stuartiformis*, *Globotruncana gansseri* und der *Globotruncana mayaroensis* ausgeschieden werden konnten. Die benthonische Foraminiferen-Fauna der Wang-Formation ist relativ artenreich. Biostratigraphische Aussagen erlauben vor allem einzelne Arten folgender Gattungen: *Gavelinella*, *Bolivinoides*, *Bolivina* und *Neoflabellina*. Die früher als *Haplophragmium grande* (REUSS) und *Navarella joaquini* CRY & RAT bestimmte sandschalige Foraminifere wird hier als *Lituola grandis* (REUSS) eingehend beschrieben.

Bei der Datierung der Formations-Untergrenzen fällt die bedeutende Heterochronität auf. In der Ostschweiz und im Vorarlberg haben die Wang-Basisschichten (W_b) obercampanes Alter, während im Westen tiefste Wang-Anteile als Unter- und Mittelmaastrichtian datiert wurden. Ebenso zeigen die korrelierbaren lithostratigraphischen Formationsglieder eine Heterochronität.

Makrofossilien finden sich in der Wang-Formation meistens in unbestimmbarer Erhaltung und bestehen aus Bruchstücken oder Abdrücken von Ammoniten, Belemniten, Bivalven, Gastropoden, Brachiopoden und Echinodermen. Ein relativ gut erhaltener Ammonit wurde als *Pachydiscus robustus* bestimmt.

Die ökologische Auswertung der Foraminiferen-Fauna ergibt mit dem Plankton/Benthos-Verhältnis (0,1 bis 2,0) und den tiefenindikatorischen Gattungen und Arten des Benthos eine Ablagerungstiefe von 100–1000 m, wobei eine Tiefe im Schelfrand-Bereich bis in den oberen Kontinentalabhang als am wahrscheinlichsten erscheint.

Alttertiäre, wangähnliche Schichten werden hier als Fliegenspitz-Schichten von der Wang-Formation abgetrennt. Zwischen diesen und der Wang-Formation besteht eine submarin gebildete Schichtlücke (Kreide/Tertiär-Grenze). Die Fliegenspitz-Schichten liegen im Wilerhorn-Gebiet auf Wang-Kalken (W_s), die der *Globotruncana mayaroensis*-Zone (Obermaastrichtian) angehören. Im Weisstannental folgen sie auf obercampane Wang-Basisschichten (W_b) und am Fliegenspitz bei Amden auf Amdener Mergel. Ausserhalb des Verbreitungsbereiches der Fliegenspitz-Schichten transgredieren neritische Sedimente (Nummulitenschichten) auf die Wang-Formation.

Es wurde errechnet, dass die Sedimentationsraten der Wang-Formation von 23 bis 43 mm/1000 Jahre schwanken.

Die Wang-Formation bedeckt heute im abgewickelten Südhelvetikum ein Areal von etwa 230 km Länge und 5–12 km Breite. Sie wird faziell als Ablagerung auf dem Kontinentalabhang gedeutet. Im Westen wurden nach einer Phase submariner Erosion der gegen Süden ausdünnenden helvetischen Kreide-Formationen die in «Débris flows» transportierte Wang-Breccie und Olistholithe in submarinen Canyons akkumuliert. Im Osten herrschte lückenlose marine Sedimentation von den obercampanen Mergeln der Amdener Formation bis in die ebenfalls obercampanen Wang-Basisschichten.

Im Süden schloss sich dem Wang-Ablagerungsraum von den Sihltaler bis zu den Berner Alpen die pelagische Leimern-Kalk-Plattform an, im St.Galler Rheintal der Ragazer Flysch und im Vorarlberg die leimernähnlichen pelagischen Kalke und Mergel der Liebensteiner Decke.

Résumé

La Formation de Wang se trouve le long de la bordure sud de l'Helvétique dans la nappe du Wildhorn–Drusberg–Säntis, dans les nappes ultrahelvétiques de la Plaine Morte et du Mont Bonvin, dans la zone des écaillles internes d'Einsiedeln, dans la zone des écaillles de Wildhaus et dans le complexe du Blattengrat. La coupe-type de la Formation de Wang se trouve à la Wangflue dans la région du Drusberg, Canton de Schwyz.

Ce travail a permis de diviser la Formation de Wang comme suit: couches de base (Wang-Bassisschichten, W_0b), brèche (Wang-Breccie, W_0br), marnes schisteuses (Wang-Schiefermergel, W_1), calcaire schisteux inférieur (Wang-Schieferkalk, W_2), calcaire inférieur (Wang-Kalk, W_3), calcaire schisteux supérieur (Wang-Schieferkalk, W_4) et calcaire supérieur (Wang-Kalk, W_5). Les couches de passage de la Formation d'Amden à la Formation de Wang ont été définies dans ce travail comme «couches de base» (W_0b). Elles sont limitées à la région comprise entre la localité-type et la Formation de Wang du Vorarlberg à l'est. La partie ouest de la Formation de Wang ne comporte pas de «couches de base», mais une lacune qui se développe vers le sud: la Formation de Wang repose alors en discordance sur du Crétacé de plus en plus ancien, allant jusqu'au Malm. La brèche, localisée à la bordure sud de cette région occidentale, est constituée de fragments des formations helvétiques manquantes.

Les microfaciès des sédiments de Wang (calcaires foncés, sableux, fins, souvent schisteux) comportent les éléments suivants: carbonates organiques (fragments d'Inocérames et d'Echinodermes, Foraminifères, spicules d'éponges siliceux recalcifiés, etc.), dolomie authigène, pyrite, quartz détritique et authigène, glauconie et phosphorite. Les minéraux lourds offrent une prédominance de zircon et de tourmaline. La matrice des sédiments de Wang est calcaire ou marno-calcaire. Elle renferme toujours de la matière organique, qui lui donne sa couleur foncée, et elle est imprégnée de quartz authigène. Selon la classification de DUNHAM (1962) les textures des sédiments de Wang peuvent être décrites comme Mud-, Wacke- et Packstones.

Les calcaires compacts (W_3 , W_5) forment des bancs de 1 à 50 cm tandis que les calcaires schisteux (W_2 , W_4) sont finement laminés. Le granoclasement apparaît seulement dans les calcaires sableux et les grès des «couches de base» (W_0b), tandis que la stratification entrecroisée apparaît dans les marnes schisteuses (W_1). Presque tous les sédiments de Wang présentent de la bioturbation, probablement due à des serpules.

Le diamètre moyen des grains de quartz détritiques varie de 0,03 à 0,09 mm. Une comparaison régionale révèle qu'il diminue du nord vers le sud. Dans une étude verticale, on peut trouver de 1 à 3 cycles granulométriques.

La brèche est constituée d'éléments dont la dimension varie entre petits débris de 1 mm et blocs de plusieurs mètres. Ces éléments proviennent des formations manquantes sous la Formation de Wang, principalement des calcaires de Seewen. Leur répartition indique un transport vers le sud. On suppose que, pendant la sédimentation, les éléments de la brèche, dont les plus jeunes n'étaient pas encore indurés, ont été remaniés dans une zone du talus continental et ont glissé vers le sud dans des canyons sous-marins sous l'effet de la pesanteur, en «débris flow».

La plupart des composants des sédiments de Wang ont été transportés par courants. Il est probable que la glauconie a été formée pendant la sédimentation dans une région plus au nord et moins profonde. La teneur relativement élevée en pyrite indique un milieu réducteur pendant la diagénèse. Les quartz authigènes, qui ont silicifié les sédiments de Wang, proviennent de la dissolution diagénétique des squelettes en opale des spicules d'éponges.

La distribution de *Globotruncana* et des Hétérohélécidés a permis d'attribuer à la Formation de Wang un âge Campanien supérieur à Maastrichtien supérieur. On a pu reconnaître les zones sui-

vantes: *Globotruncana calcarata*, *Globotruncana stuartiformis*, *Globotruncana gansseri* et *Globotruncana mayaroensis*. La faune de Foraminifères benthiques est relativement riche en espèces, dont les genres suivants sont importants pour la biostratigraphie: *Gavelinella*, *Bolivinoidea*, *Bolivina* et *Neoflabellina*. La forme arénacée déterminée auparavant sous les noms de *Haplophragmium grande* (REUSS) ou de *Navarella joaquinii* (CIRY & RAT) est décrite ici comme *Lituola grandis* (REUSS).

La datation de la base de la formation montre que son âge varie: dans la partie orientale et dans le Vorarlberg, les couches de base (W_0b) se trouvent dans le Campanien supérieur, tandis qu'à l'ouest les couches de Wang les plus anciennes sont datées du Maastrichtien inférieur et moyen. On remarque de même un décalage dans la lithostratigraphie. Le rapport plancton/benthos (de 0,1 à 2,0) et les espèces et genres benthiques indicateurs de profondeur permettent de donner une interprétation écologique de la microfaune: la profondeur de sédimentation serait de 100 à 1000 m. De ce fait, elle semble correspondre à la zone de la marge de la plateforme.

Les macrofossiles de la Formation de Wang sont la plupart du temps indéterminables et consistent en fragments et traces d'Ammonites, Bélemnites, Pélécypodes, Gastéropodes, Brachiopodes et Echinodermes. Une Ammonite relativement bien conservée a pu être déterminée comme *Pachydiscus robustus*.

Les couches de Tertiaire ancien, dont le faciès est semblable à celui de la Formation de Wang, ont été individualisées comme «couches du Fliegenspitze». Une lacune due à une interruption de la sédimentation sous-marine sépare les deux formations. Dans la région du Wilerhorn les couches du Fliegenspitze reposent sur les calcaires de Wang, datés de la zone à *Globotruncana mayaroensis* (Maastrichtien supérieur); dans la région du Weisstannental on les trouve sur les couches de base (W_0b) du Campanien supérieur. En dehors du domaine des couches du Fliegenspitze, les sédiments du Tertiaire ancien transgressent, avec un faciès néritique (couches à Nummulites) sur la Formation de Wang.

On a calculé la vitesse de sédimentation des couches de Wang: elle varie de 23 à 43 mm/1000 ans.

La Formation de Wang, dans son extension actuelle, mais dépliée, couvrirait une surface de 230 km de long sur 5 à 12 km de large. La région de la sédimentation des couches de Wang est interprétée comme talus continental. A l'ouest, après une phase d'érosion sous-marine, la brèche s'accumulait en «débris flows» et en olistolithes dans des canyons sous-marins. A l'est la sédimentation marine se continuait sans interruption de la Formation d'Amden du Campanien supérieur aux couches de base de la Formation de Wang.

Plus au sud, à l'ouest et en Suisse centrale, on trouve le palier plus profond des couches de Leimern, en Suisse orientale le flysch de Ragaz et dans le Vorarlberg les sédiments de la nappe de Liebenstein.

Summary

The Upper Cretaceous Wang beds occupy the southern part of the Helvetic shelf and occur in the nappes of Wildhorn–Drusberg–Säntis, Plaine Morte, Mont Bonvin and in the imbricate slices of Einsiedeln, Wildhaus and Blattengrat. They are here defined as a formation and subdivided into the following informal members: basal beds (Wang-Basisschichten W_0b), breccia (Wang-Breccie W_0br), shales (Wang-Schiefermergel W_1), lower shaly limestones (Wang-Schieferkalk W_2), lower limestones (Wang-Kalk W_3), upper shaly limestones (Wang-Schieferkalk W_4) and upper limestones (Wang-Kalk W_5).

The basal beds form the stratigraphical transition from the Amden Formation to the Wang Formation, and are only found in the eastern part. In the western part a hiatus at the base is indicated by an unconformity and a breccia.

The dark grey Wang sediments are mainly composed of calcite, dolomite, detrital and authigenic quartz, glauconite, pyrite, clay minerals and Foraminifera, fragments of *Inoceramus*, sponge spicules and echinoid fragments. Sedimentary structures indicate current activity. The high amount of pyrite and the dissolution of carbonates are explained by reducing depositional and/or diagenetic conditions.

The faunal assemblage, especially the Foraminifera, indicate a water depth greater than 100 m but less than 800 m. There is evidence that in the uppermost Cretaceous the southern part of the Helvetic depositional area was a continental slope possibly dissected by submarine valleys.

The basal unconformity in the western part was formed by submarine erosion during Campanian time. There, the Wang breccia accumulated in submarine canyons.

The planktonic Foraminifera allow a time-stratigraphic zonation of the Wang Formation into the following *Globotruncana* zones: *G. calcarata* (Upper Campanian), *G. stuartiformis* (Lower Maastrichtian), *G. gansseri* (Middle Maastrichtian), *G. mayaroensis* (Upper Maastrichtian). The age of the base of the Formation varies from Upper Campanian in the east to Lower and Middle Maastrichtian in the west. *Lituola grandis* (REUSS), an arenaceous larger foraminifer, occurring in the Wang Formation is stratigraphically restricted to the Upper Campanian and Lower Maastrichtian.

At the Cretaceous/Tertiary boundary there is always a hiatus, and the Wang Formation is overlain either by the deep-water Upper Paleocene–Lower Eocene Fliegenspitze beds or transgressive Middle Eocene Nummulite limestones.

Literaturverzeichnis

- Arbeitskreis Deutscher Mikropaläontologen (1962): *Leitfossilien der Mikropaläontologie*. – Bornträger, Berlin.
- ARBENZ, P. (1905): *Geologische Untersuchung des Frohnalpstockgebietes (Kt. Schwyz)*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 18.
- (1907): *Zur Geologie des Gebietes zwischen Engelberg und Meiringen*. – Eclogae geol. Helv. 9/4 (1906/07), 464–483.
- (1912): *Einige Beobachtungen über die Transgression der Wangschiefer*. – Eclogae geol. Helv. 11/6 (1911), 775–779.
- BADOUX, H. (1945): *La géologie de la Zone des Cols entre la Sarine et le Hahnenmoos*. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 84.
- (1946): *L'Ultra-Helvétique au Nord du Rhône valaisan*. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 85.
- (1963): *Les Unités ultrahelvétiques de la Zone des Cols*. – Eclogae geol. Helv. 56/1, 1–13.
- BARR, F.T. (1972): *Cretaceous biostratigraphy and planktonic foraminifera of Libya*. – Micropaleontology 18/1, 1–46.
- BARTENSTEIN, H. (1952): *Taxonomische Bemerkungen zu den Ammobaculites, Haplophragmium, Lituola und verwandten Gattungen*. – Senckenbergiana 33/4–6, 313–342.
- BECK, P. (1911): *Geologie der Gebirge nördlich von Interlaken*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 29.
- BENTZ, F. (1948): *Geologie des Sarnerseegebietes (Kt. Obwalden)*. – Eclogae geol. Helv. 41/1, 3–77.
- BERGGREN, W.A. (1964): *The Maastrichtian, Danian and Montian Stages and the Cretaceous-Tertiary boundary*. – Stockholm Contr. Geol. 11/5.
- BISIG, W. K. (1957): *Blattengratflysch und Sardonafliesch im Sernftal nördlich der Linie Richetlipass – Elm – Ramintal – Grosse Scheide*. – Diss. ETH Zürich.
- BÖHM, J. & HEIM, ARN. (1909): *Neue Untersuchungen über die Senonbildungen der östlichen Schweizeralpen*. – Abh. schweiz. paläont. Ges. 36/1, 1–56.
- BOLLI, H.M. (1944): *Zur Stratigraphie der Oberen Kreide in den höheren helvetischen Decken*. – Eclogae geol. Helv. 37/2, 218–328.
- (1950): *Disintegration of indurated siliceous rocks*. – Micropaleontologist 4/3, 20–21.
- (1952): *Note on the disintegration of indurated rocks*. – Micropaleontologist 6/1, 46–48.
- (1966): *Zonation of Cretaceous to Pliocene marine sediments based on planktonic foraminifera*. – Bol. Assoc. venez. Geol. Min. Petroleo 9/1, 3–32.
- BOLLI, H.M., LOEBLICH, A.R. jr. & TAPPAN, H. (1957): *Planktonic foraminiferal families Hantkeninidae, Orbulinidae, Globorotaliidae and Globotruncanidae*. – Bull. U.S. natl. Mus. 215, 3–51.
- BORSETTI, A.M. (1962): *Foraminiferi planctonici di una serie cretacea dei dintorni di Piobbico (Prov. di Pesaro)*. – G. Geol. (2a), 24 (1960/61).
- BRADY, H.B. (1884): *Report on the foraminifera dredged by H.M.S. Challenger during the years 1873–76*. – Rep. Challenger Exped. (Zool.) 9, 1–814.
- BRIEGEL, U. (1972): *Geologie der östlichen Alviergruppe (Helvetische Decken der Ostschweiz) unter besonderer Berücksichtigung der Drusberg- und Schrattenkalkformation (Unterkreide)*. – Eclogae geol. Helv. 65/2, 425–483.
- BRÖNNIMANN, P. (1952): *Globigerinidae from the Upper Cretaceous (Cenomanian–Maastrichtian) of Trinidad, B.W.I.* – Bull. amer. Paleont. 34/140, 1–70.
- BRÖNNIMANN, P. & BROWN, N.K. jr. (1955): *Taxonomy of the Globotruncanidae*. – Eclogae geol. Helv. 48/2, 503–562.
- BROWN, N.K. (1967): *Heterohelicidae Chushman, 1927, Amended, a Cretaceous Planktonic Foraminiferal Family*. – Proc. 1st int. Conf. plankt. Microfaunas 2, Geneva, 21–67.
- CARON, M. (1966): *Globotruncanidae du Crétacé supérieur du synclinal de la Gruyères (Préalpes Médiannes, Suisse)*. – Rev. Micropaléont. 9/2, 68–93.
- (1972): *Planktonic Foraminifera from the Upper Cretaceous of Site 98, Leg 11, DSDP*. – Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj. 11 (Washington), 551–559.
- CIRY, R. & RAT, P. (1951): *Un Foraminifère nouveau du Crétacé supérieur de la Navarre espagnole*. – Bull. sci. Bourgogne 13 (1950/51), 75–86.
- CITA-SIRONI, M.B. (1963): *Tendances évolutives des foraminifères planctoniques (Globotruncanidae) du Crétacé supérieur. Evolutionary trends in Foraminifera* (p. 112–138). – Elsevier, Amsterdam.
- CUSHMAN, J.A. (1920): *The foraminifera of the Atlantic Ocean*. – Bull. U.S. natl. Mus. 104/2, 1–111.
- (1946): *Upper Cretaceous Foraminifera of the Gulf Coastal Region of the United States and Adjacent Areas*. – Prof. Pap. U.S. geol. Surv. 206, 1–241.
- CUSHMAN, J.A. & JARVIS, P. (1932): *Upper Cretaceous Foraminifera from Trinidad*. – Proc. U.S. natl. Mus. 80/14, 1–60.
- DAVEY, R.J. (1969): *Some Dinoflagellate Cysts from the Upper Cretaceous of Northern Natal, South Africa*. – Palaeontologia afric. 12.
- DEGENS, E.T. (1968): *Geochemie der Sedimente*. – Enke, Stuttgart.
- DUNHAM, R.J. (1962): *Classification of carbonate rocks according to depositional texture*. – Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol. 1.

- Eidg. Technische Hochschule (1973): *Schriftenreihe der Bibliothek 17: Der wissenschaftliche Nachlass des Geologen Arnold Escher v.d. Linth (1807-72)*. – Zürich.
- ESCHER V.D. LINTH, ARN. (1868): *Protokoll der geologisch-mineralogischen Sektion*. – Verh. schweiz. natf. Ges. 52, 62.
- FERRAZZINI, B. & SCHULER, P. (1979): *Eine Abwicklungskarte des Helvetikums zwischen Rhone und Reuss*. – Eclogae geol. Helv. 72/2, 439–454.
- FICHTER, H.J. (1934): *Geologie der Bauen–Brisen–Kette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malm der helvetischen Decken*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 69.
- FRANKE, A. (1928): *Die Foraminiferen der Aachener Kreide*. – Abh. preuss. geol. Landesanst. 48, 667–698.
- FRERICHS, W.E. (1970): *Paleobathymetry, paleotemperature and tectonism*. – Bull. geol. Soc. Amer. 81/11, 3445–3452.
- FREI, R. (1963): *Die Flyschbildungen in der Unterlage von Iberger Klippen und Mythen*. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 14.
- FÖRSTER, M. (1949): *Zur Geologie der östlichen Wildhausermulde*. – Ber. st.gall. natw. Ges. 73, 3–99.
- FUNK, HP. (1971): *Zur Stratigraphie und Lithologie des Helvetischen Kieselkalkes und der Altmanschichten in der Säntis–Churfürsten-Gruppe*. – Eclogae geol. Helv. 64/2, 345–433.
- (1975): *The origin of authigenic quartz in the Helvetic Siliceous Limestone (Helvetischer Kieselkalk), Switzerland*. – Sedimentology 22, 299–306.
- FUNNELL, B.M., FRIEND, J.K. & RAMSEY, A.T.S. (1969): *Upper Maastrichtian Planktonic Foraminifera from Galicia Bank, West of Spain*. – Paleontology 12/1, 19–41.
- FURRER, H. (1939): *Geologische Untersuchungen in der Wildstrubelgruppe*. – Mitt. natf. Ges. Bern 1938.
- GAGNEBIN, E. (1917): *Les Klippes du Gros-Plané (Moléson)*. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 51, 186–187.
- (1924): *Description géologique des Préalpes bordières entre Montreux et Semsales*. – Mém. Soc. vaud. Sci. nat. 2/1, 1–69.
- GALLITELLI, E.M. (1957): *A Revision of the Foraminiferal Family Heterohelcidae*. – Bull. U.S. natl. Mus. 215.
- GEIGER, M. (1956): *Die Unterlage der zentralschweizerischen Klippengruppe Stanserhorn–Arvigrat, Buochserhorn–Musenalp und Klewenalp*. – Eclogae geol. Helv. 49/2, 407–452.
- GIGON, W. (1952): *Geologie des Habkerntales und des Quellgebietes der Grossen Emme*. – Verh. natf. Ges. Basel 63, 49–136.
- GOLDSCHMID, K. (1924): *Geologie der Morgenberghorn–Schwalmergruppe bei Interlaken*. – Jb. phil. Fak. II Univ. Bern 4, 136–143.
- GREENSMITH, J.T. (1971): *Petrology of the Sedimentary Rocks*. – Murby, London.
- GÜNZLER-SEIFFERT, H. (1952): *Alte Brüche im Kreide–Tertiär-Anteil der Wildhorndecke zwischen Rhone und Rhein*. – Geol. Rdsch. 40/2, 211–239.
- HALDIMANN, P.A. (1977): *Sedimentologische Entwicklung der Schichten an einer Zyklengrenze der Helvetischen Unterkreide*. – Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. [N.F.] 219 (Diss. ETH Zürich).
- HANTKE, R. (1961): *Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St.Galler Rheintal*. – Vjschr. natf. Ges. Zürich 106/1.
- HANZLIKOVÁ, E. (1972): *Carpathian Upper Cretaceous Foraminifera of Moravia (Turon–Maastricht)*. – Rozpr. ústřed. Ustavu geol. 39 (Prag).
- HAY, W.W. (1960): *The Cretaceous–Tertiary boundary in the Tampico Embayment, Mexico. Pelagic and benthonic foraminifera as a means of estimating depth of deposition of sedimentary rocks*. – 4th World Petroleum Congr., Proc. Pap. (I/D), 4, 473–489.
- HERB, R. (1962): *Geologie von Amden mit besonderer Berücksichtigung der Flyschbildungen*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 114.
- (1963): *Zur Geologie der südhelvetischen Schuppenzone von Wildhaus*. – Eclogae geol. Helv. 56/2, 881–904.
- HEIM, ARN. (1910): *Monographie der Churfürsten–Mattstockgruppe*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 20/I.
- 1923): *Der Alpenrand zwischen Appenzell und Rheintal (Fähnern-Gruppe) und das Problem der Kreide–Nummuliten*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 53/I.
- HILTMANN, H. & KOCH, W. (1948): *Taxonomie und Vertikalverbreitung von Bolivinoide-Arten im Senon Nordwestdeutschlands*. – Geol. Jb. 64, 595–632.
- (1957): *Revision der Neoflabellinen*. – Geol. Jb. 74, 269–304.
- HINTE, J.E. VAN (1976): *A Cretaceous Time Scale*. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 60/4, 489–516.
- HOFKER, J. (1949): *On Foraminifera from the Upper Senonian of South Limburg (Maastrichtian)*. – Mém. Inst. r. Sci. nat. Belg. 112.
- (1957): *Foraminiferen der Oberkreide von Nordwestdeutschland und Holland*. – Beih. geol. Jb. 27.
- HOROWITZ, A.S. & POTTER, P.E. (1971): *Introductory Petrography of Fossils*. – Springer, Berlin.
- HSU, K.J. (1970): *The Meaning of the Word Flysch – a short Historical Search*. – Spec. Pap. geol. Assoc. Canada 7, 1–11.
- HUBER, K. (1933): *Geologie der Sattelzone von Adelboden*. – Mitt. natf. Ges. Bern 1933, 21–134.
- HUGI, E. (1900): *Die Klippenregion von Giswyl*. – Denkschr. schweiz. Ges. Natw. 36/2, 1–75.
- JEANNET, A. (1923): *Le Crétacé supérieur de la région du Drusberg, Ct. de Schwyz*. – Eclogae geol. Helv. 18/2, 227–231.
- (1940): *Geologie der oberen Sihltaler-Alpen (Kt. Schwyz)*. – Ber. schweiz. natf. Ges. 3 (1938–40), 95–116.
- JEANNET, A., LEUPOLD, W. & BUCK, D. (1935): *Stratigraphische Profile des Nummulitkums von Einsiedeln–Iberg*. – Ber. schweiz. natf. Ges. 1 (1932–35), 35–51.
- KAEVER, M. & WEGENER, B. (1971): *Über den Generationswechsel der santonischen Foraminifere Lituola irregularis (Roemer 1841)*. – N. Jb. Geol. Paläont. [Mh.] 1971/7, 415–422.

- KAUFMANN, F.J. (1872): *Rigi und Molassegebiet der Mittelschweiz*. – Beitr. geol. Karte Schweiz 11.
- (1877): *Kalkstein- und Schiefergebirge der Kantone Schwyz und Zug und des Bürgenstocks bei Stanz*. – Beitr. geol. Karte Schweiz 14/II.
- (1886): *Emmen- und Schlierengegenden nebst Umgebungen bis zur Brünigstrasse und Linie Lungern–Grafenort*. – Beitr. geol. Karte Schweiz 24/I.
- KEMPF, T.A. (1966): *Geologie des westlichen Säntisgebirges*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 128.
- KNIPSCHER, H. (1956): *Biostratigraphie in der Oberkreide mit Hilfe der Globotruncanen*. – Paläont. Z. 30 (Sonderh.), 50–56.
- KRAUS, E. (1932): *Der nordalpine Kreideflysch. Geologische Forschungen im Allgäu und Vorarlberg*. – Geol. paläont. Abh. [N.F.] 19/2, 63–200.
- KRUMBEIN, W.C. & GARRELS, R.M. (1952): *Origin and classification of chemical sediments in terms of pH and oxidation–reduction potentials*. – J. Geol. 60, 1–33.
- KUHN, J.A. (1972): *Stratigraphisch-mikropaläontologische Untersuchungen in der Äusseren Einsiedler Schuppenzone und im Wägitaler Flysch E und W des Sihlsees (Kt. Schwyz)*. – Eclogae geol. Helv. 65/3, 485–553.
- KUHRY, B. (1970): *Some Observations on the Type Material of Globotruncana elevata and Globotruncana concavata*. – Rev. españ. Micropaleont. 2/3, 291–304.
- LEUPOLD, W. (1937): *Zur Stratigraphie der Flyschbildungen zwischen Linth und Rhein*. – Eclogae geol. Helv. 30/1, 1–23.
- (1938): *Die Flyschregion von Ragaz*. – Eclogae geol. Helv. 31/2, 403–420.
- (1942): *Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein*. – Eclogae geol. Helv. 35/2, 247–291.
- LOEBLICH, A.R. & TAPPAN, H. (1953): *Note on the genus Haplophragmium Reuss, 1860*. – Micropaleontologist 7/2, 42–44.
- (1964): *Protista 2: Sarcodina chiefly Thecamoebians and Foraminiferida. Treatise on Invertebrate Paleontology* (R.C. MOORE, ed.). – Geol. Soc. Amer. C 1/2.
- LONGORIA, J.F. (1970): *Estudo en seccion delgada de algunas especies del Genero Globotruncana Cushman del Este de Mexico*. – Publ. Inst. mex. Petroleo, 70, AI/057.
- LUGEON, M. (1908): *Quelques faits nouveaux concernant la structure des Hautes-Alpes calcaires berno-valaisannes*. – Eclogae geol. Helv. 10/1, 37–38.
- (1909): *Excursions dans les Hautes-Alpes calcaires berno-valaisannes*. – Eclogae geol. Helv. 10/6 (1908), 759–771.
- (1917): *Les couches de Wang dans les Préalpes internes*. – Bull. Soc. vaud. Sci. nat. 51, 187.
- (1918): *Les Hautes-Alpes calcaires entre la Lizerne et la Kander (Wildhorn, Wildstrubel, Balnhorn et Torrenthorn)*. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 30/I–III (1914–1918).
- MAJEWSKE, O.P. (1961): *Recognition of invertebrate fossil fragments*. – Int. sediment. petrogr. Ser. (Brill, Leiden).
- MARIE, P. (1941): *Les Foraminifères de la Craie à Belemnitella mucronata du Bassin de Paris*. – Mém. Mus. natl. Hist. nat. (Paris) [n.s.] 12/1, 1–296.
- MARKS, P. (1972): *Late Cretaceous Planktonic Foraminifera Prebetic Tectonic Elements near Jaen*. – Rev. españ. Micropaleont., No. extraord.
- MARTIN, S.E. (1972): *Reexamination of the Cretaceous planktonic Foraminiferal Genera Planoglobulina Cushman and Ventilabrella Cushman*. – J. foram. Res. 2/2, 73–92.
- MAYNC, W. (1952): *Critical Taxonomic Study and nomenclatural Revision of the Lituolidae based upon the Prototype of the Family Lituola nautiloidea Lamarck 1804*. – Contr. Cushman Found. foram. Res. 3/2, 35–36.
- (1954): *The Genus Navarella Ciry & Rat 1951, in the Maastrichtian of Switzerland*. – Contr. Cushman Found. foram. Res. 5, 138–144.
- McKEE, E.D. & WEIR, G.W. (1953): *Terminology for stratification and cross-stratification*. – Bull. geol. Soc. Amer. 64, 381–390.
- MEESMANN, P. (1925): *Geologische Untersuchung der Kreideketten des Alpenrandes im Gebiet des Bodenseerheintales*. – Verh. natf. Ges. Basel 37, 1–111.
- MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A. (1973): *Sediment Gravity Flows*. In: *Turbidites and Deep-Water Sedimentation*. – Pac. Sect. Soc. econ. Paleont. Mineral. (short course Anaheim), 1–38.
- MOESCH, C. (1881): *Geologische Beschreibung der Kalkstein- und Schieferbildungen der Kantone Appenzell, St.Gallen, Glarus und Schwyz*. – Beitr. geol. Karte Schweiz 14/III.
- MOHLER, HP. (1966): *Stratigraphische Untersuchungen in den Giswiler Klippen (Préalpes Médiannes) und ihrer helvetisch-ultrahelvetischen Unterlage*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 129.
- MOLLET, H. (1921): *Geologie der Schafmatt–Schimberg-Kette und ihrer Umgebung (Kt. Luzern)*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 47/III.
- MOREL, R. (1976): *Le contact Préalpes médianes – Préalpes externes entre Epagny et Les Paccots (canton de Fribourg)*. – Eclogae geol. Helv. 69/2, 473–480.
- MÜLLER, G. (1964): *Methoden der Sediment-Untersuchung*. In: VON ENGELHARDT, W., FÜCHTBAUER, H. & MÜLLER, G.: *Sediment-Petrology*, Teil I. – Schweizerbart, Stuttgart.
- MURRAY, J.W. (1973): *Distribution and Ecology of Living Benthonic Foraminiferids*. – Heinemann Educ. Books, London.
- NEAGU, TH. (1970): *Micropaleontological and stratigraphical study of the upper Cretaceous deposits between the upper valleys of the Buzan and Riul Negru rivers (E Carpathians)*. – Mem. Inst. geol.(Bucarest) 12.
- NORRIS, G. & SARJEANT, W.A.S. (1965): *A Description Index of Genera of Fossil Dinophyceae and Acritarcha*. – Paleont. Bull. geol. Surv. N. Zealand 40.

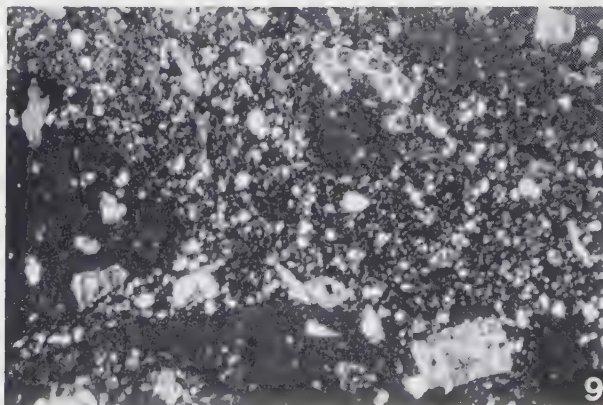
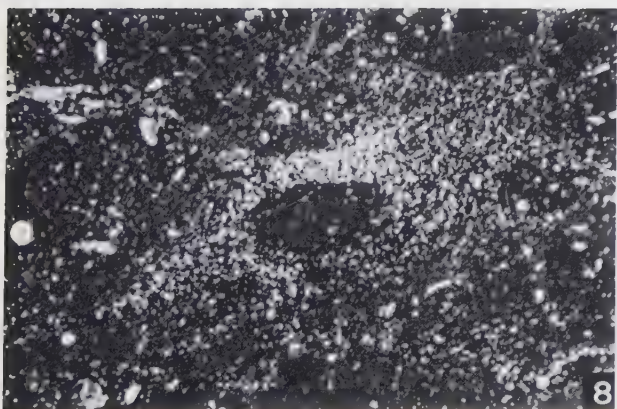
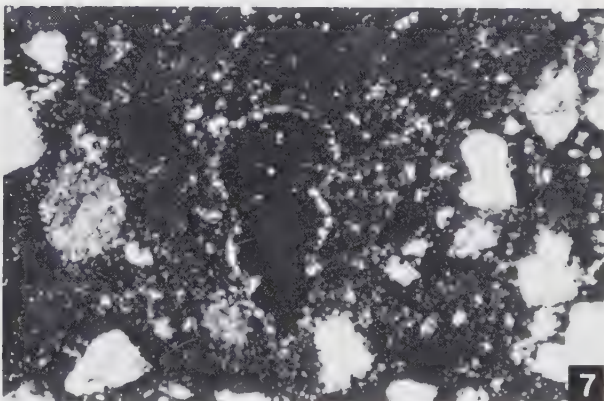
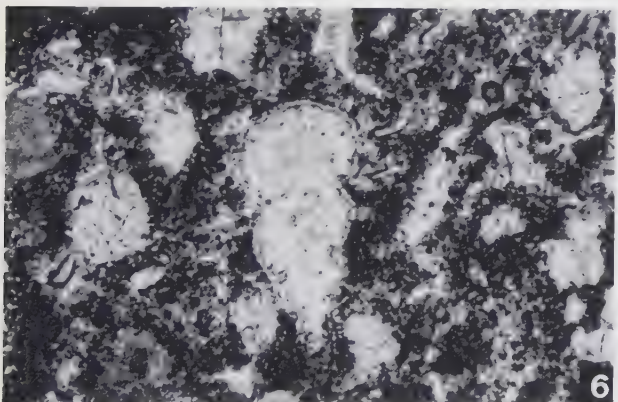
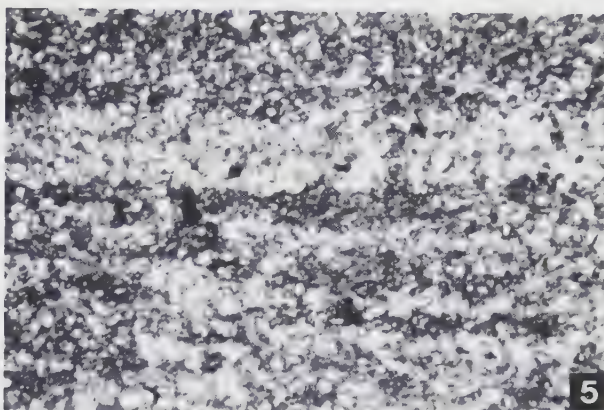
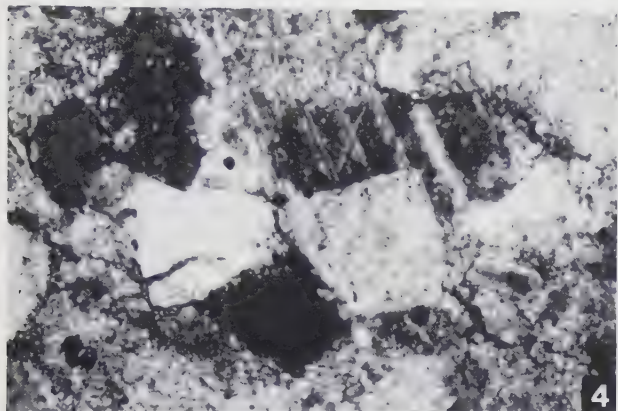
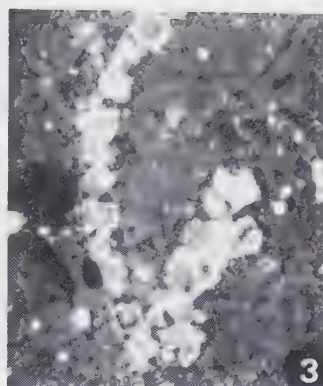
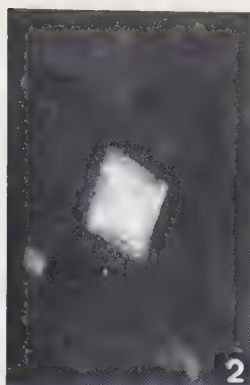
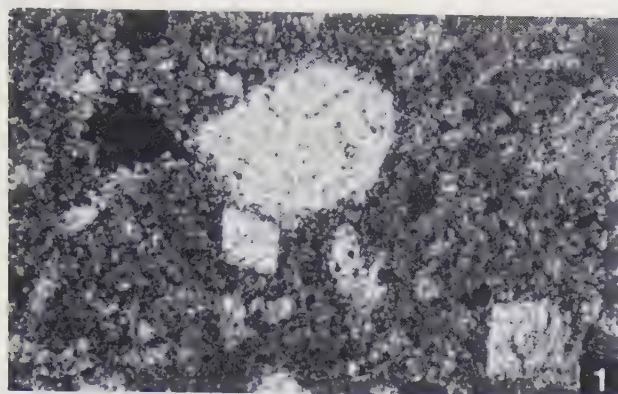
- OBERHÄNSLI-LANGENEGGER, H. (1978): *Mikropaläontologische und sedimentologische Untersuchungen der Amdener Formation (Oberkreide, Helvetische Decken der Schweizer Alpen)*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 150.
- OBERHAUSER, R. (1958): *Neue Beiträge zur Geologie und Mikropaläontologie von Helvetikum und Flysch im Gebiet der Hohen Kugel (Vorarlberg)*. – Verh. geol. Bundesanst. (Wien), 121–140.
- (1963): *Die Kreide im Ostalpenraum Österreichs in mikropaläontologischer Sicht*. – Jb. geol. Bundesanst. (Wien) 106, 115–145.
- (1965): *Zur Geologie der West-Ostalpen-Grenzzone in Vorarlberg und im Prättigau unter besonderer Berücksichtigung der tektonischen Lagebeziehungen*. – Verh. geol. Bundesanst. (Wien), Sonderh. G, 184–190.
- (1973): *Stratigraphisch-paläontologische Hinweise zum Ablauf tektonischer Ereignisse in den Ostalpen während der Kreidezeit*. – Geol. Rdsch. 62/1, 96–106.
- OCHSNER, A. (1921): *Geologie des Fluhbrig und der nördlich anschliessenden Flyschregion*. – Diss. ETH Zürich.
- PARKER, F.L. (1954): *Distribution of the Foraminifera in the northeastern Gulf of Mexico*. – Bull. Mus. comp. Zool. Harv. 111, 452–588.
- PAYNE, T.G. (1942): *Stratigraphical analysis and environmental reconstruction*. – Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. 26, 1697–1770.
- PESSAGNO, E.A. jr. (1967): *Upper Cretaceous Planktonic Foraminifera from the Western Gulf Coastal Plain*. – Palaeontographica amer. 5/37.
- PETTJOHN, F.J. (1974): *Sedimentary rocks*. – Harper Brothers, New York.
- PHLEGER, F.B. (1951): *Ecology of Foraminifera, north-west Gulf of Mexico*. Pt. 1: *Foraminifera Distribution*. – Mem. geol. Soc. Amer. 46, 1–88.
- (1960): *Ecology and Distribution of Recent Foraminifera*. – Johns Hopkins Press, Baltimore.
- PLÖCHINGER, B., mit Beiträgen von BARDOSSY, B., OBERHAUSER, R. & PAPP, A. (1961): *Die Gosaumulde von Grünbach und der Neuen Welt (Niederösterreich)*. – Jb. geol. Bundesanst. (Wien) 104, 359–441.
- POSTUMA, J.A. (1971): *Manual of Planktonic Foraminifera*. – Elsevier, Amsterdam/London/New York.
- POWERS, M.C. (1953): *A new roundness scale for sedimentary particles*. – J. sediment. Petrol. 23/2, 117–119.
- PREMOLI-SILVA, I. & BOLLI, H.M. (1973): *Late Cretaceous to Eocene Planktonic Foraminifera and Stratigraphy of Leg 15 Sites in the Caribbean Sea*. – Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj. 15, 499–547.
- QUEREAU, E.C. (1893): *Die Klippenregion von Iberg (Sihltal)*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 3.
- RENZ, O. (1936): *Über ein Maestrichtien-Cenomanien-Vorkommen bei Alfermée am Bielersee*. – Eclogae geol. Helv. 29/2, 545–563.
- REUSS, A.E. (1854): *Beiträge zur Charakteristik der Kreide-Schichten in den Ostalpen, besonders im Gosautale und am Wolfgangsee*. – Denkschr. kais. Akad. Wiss. Wien 7.
- (1860): *Die Foraminiferen der westphälischen Kreide-Formation*. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien (math.-natw. Cl.) 40, 147–238.
- (1865): *Die Foraminiferen und Ostracoden der Kreide am Kanara-See bei Küstendsche*. – Sitzber. Akad. Wiss. Wien (math.-natw. Cl.) 52/1.
- RICHTER, M. (1922): *Über den Zusammenhang der Säntis-Churfirstengruppe mit dem Bregenzerwald*. – Verh. geol. Bundesanst. Wien, 82–86.
- (1924): *Beiträge zur Geologie der helvetischen Zone zwischen Iller und Rhein*. – Mitt. geol. Ges. Wien 17, 12–16.
- (1925): *Die Fähnernmulde am Nordrand des Säntis und das Problem der Kreide-Nummuliten*. – Geol. Rdsch. 16, 81–99.
- (1969): *Vorarlberger Alpen*. – Sammlung geol. Führer 49 (Borntäger, Berlin).
- RIEDEL, L. (1940): *Zur Stratigraphie der Oberkreide in Vorarlberg*. – Z. dtsh. geol. Ges. 92, 69–107.
- ROLLIER, L. (1912): *Über die oberkretacischen Pyritmergel (Wang- und Seewermergel) der Schwyzeralpen*. – Eclogae geol. Helv. 12, 178–180.
- (1923): *Supracrétacique et Nummulitique dans les Alpes orientales*. – Matér. Carte géol. Suisse [n.s.] 53/II.
- RÜEFLI, W. (1959): *Stratigraphie und Tektonik des eingeschlossenen Glarner Flysches im Weisstannental (St.Galler Oberland)*. – Diss. ETH Zürich.
- SAMPÒ, M. (1972): *Macroforaminiferi, Navarella joaquinii Ciry & Rat, Lituola grandis (Reuss) nella Scaglia rossa (Maastrichtian) del Veronese*. – Boll. Soc. paleont. ital. 11/1, 100–117.
- SARJEANT, W.A. & DOWNIE, C. (1964): *Bibliography and Index of Fossil Dinoflagellates and Acritarchs*. – Mem. geol. Soc. Amer. 94.
- SAX, H. (1925): *Geologische Untersuchungen zwischen Bregenzer Ach und Hohen Freschen (Vorarlberg)*. – Diss. Univ. Zürich.
- SCHAAD, H.W. (1925): *Geologische Untersuchungen in der südlichen Vorarlberger Kreide-Flyschzone zwischen Feldkirch und Hochfreschen*. – Diss. Univ. Zürich.
- SCHAUB, H.P. (1936): *Geologie des Rawilgebietes*. – Eclogae geol. Helv. 29/2, 337–407.
- SCHNEEBERGER, W. (1927): *Die stratigraphischen Verhältnisse von Kreide und Tertiär der Randkette nördlich des Thunersees*. – Mitt. natf. Ges. Bern 1926, 1–98.
- SCHNITKER, D. (1972): *Paleoecology of the «Marnes de Nay» (Upper Maastrichtian) in the region of Pau (Southwestern France)*. – Bull. Cent. Rech. Pau – SNPA 6/2, 289–312.
- SERPAGLI, E. (1964): *Primo studio di Dinoflagellati e Istricosferidi del Mesozoico italiano (Cretaceo superiore, Appennino settentrionale)*. – Boll. Soc. paleont. ital. 3/1.
- SLITER, W.V. (1968): *Upper Cretaceous Foraminifera from Southern California and Northern Baja, California, Mexico*. – Paleont. Contr. Univ. Kansas, Ser. 49 (Protozoa Art. 7).
- (1975): *Foraminiferal Life and Residue Assemblages from Cretaceous Slope Deposits*. – Bull. geol. Soc. Amer. 86, 897–906.

- SLITER, W.V. & BAKER, R.A. (1972): *Cretaceous bathymetric distribution of benthic foraminifers*. – J. foram. Res. 2, 167–183.
- SMITH, CH.C. & PESSAGNO, E.A. (1973): *Planktonic Foraminifera and Stratigraphy of the Corsicana Formation (Maastricht), North Central Texas*. – Spec. Publ. Cushman Found. foram. Res. 12.
- SODER, P. (1949): *Geologische Untersuchung der Schrattenfluh und des südlich anschliessenden Teiles der Habkern-Mulde*. – Eclogae geol. Helv. 42/1, 36–109.
- STAEGGER, D. (1943): *Besonderheiten der helvetischen Oberkreide am Wilerhorn (Brüniggebiet)*. – Mitt. natf. Ges. Bern 1942/43, 34–44.
- (1944): *Geologie der Wilerhorngruppe zwischen Brienz und Lungern*. – Eclogae geol. Helv. 37/1, 99–188.
- STUDER, B. (1872): *Index der Petrographie und Stratigraphie der Schweiz und ihrer Umgebungen*. – Dalp, Bern.
- TRÜMPY, R. (1969): *Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse*. – Eclogae geol. Helv. 62/1, 105–142.
- VACEK, M. (1879): *Über Vorarlberger Kreide. Eine Localstudie*. – Jb. k.k. geol. Reichsanst. 29, 659–758.
- VONDERSCHMITT, L. (1923): *Die Giswiler Klippen und ihre Unterlage*. – Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 50/1.
- WEGMANN, R. (1961): *Zur Geologie der Flyschgebiete südlich Elm (Kt. Glarus)*. – Diss. Univ. Zürich.
- WILLE-JANOSCHEK, U. (1966): *Stratigraphie und Tektonik der Schichten der Oberkreide und des Alttertiärs im Raume von Gosau und Abtenau (Salzburg)*. – Jb. geol. Bundesanst. (Wien) 109, 91–172.
- WILSON, G.J. (1971): *Observations on European Late Cretaceous Dinoflagellate Cysts*. – Proc. II. plankt. Conf., Roma 1970 (Ed.: Tecnoscienza).
- WOLETZ, G. (1967): *Schwermineralvergesellschaftungen aus ostalpinen Sedimentationsbecken der Kreidezeit*. – Geol. Rdsch. 56/1, 308–320.
- ZIEGLER, J.H. (1959): *Lituola grandis (Reuss) aus dem Untermaastrichtian der bayerischen Alpen. Ein Beitrag zur Systematik der Stammesgeschichte der Lituolidae*. – Palaeontographica 112/A, 59–132.
- ZIMMERMANN, F. (1936): *Zur Stratigraphie der Wangschichten zwischen Rheintal und Thunersee*. – Diss. Univ. Bern.

Tafel I

Dünnschliff-Photographien von Gesteinen der Wang-Formation

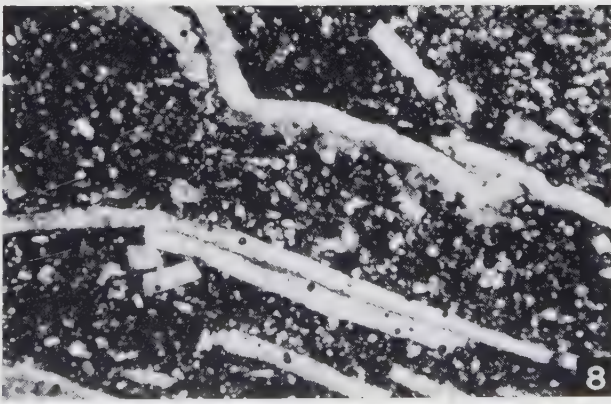
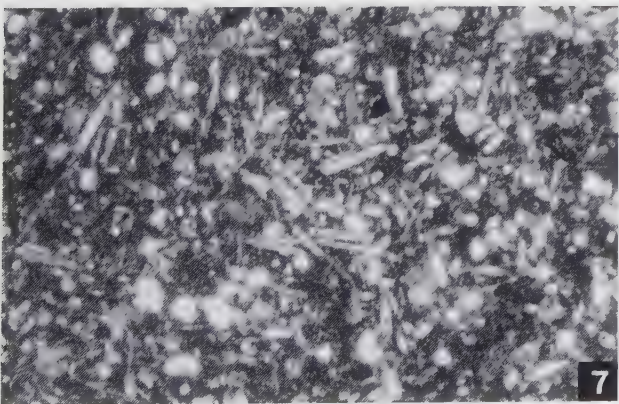
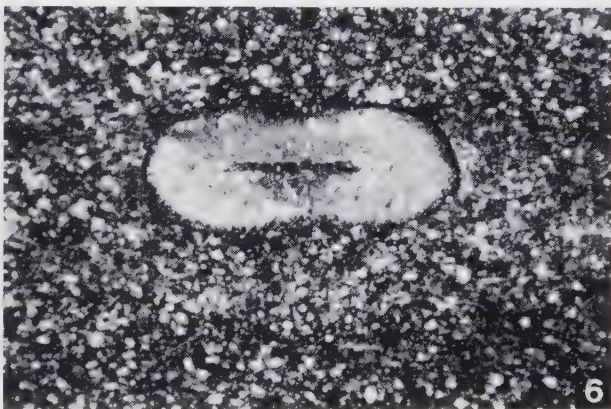
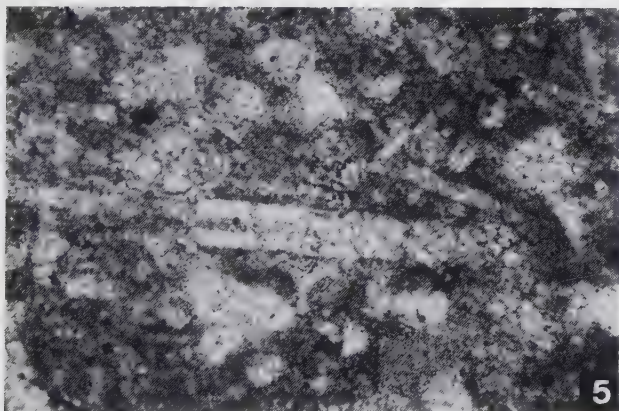
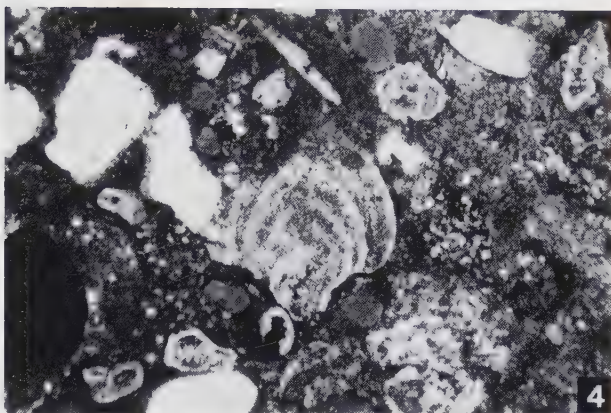
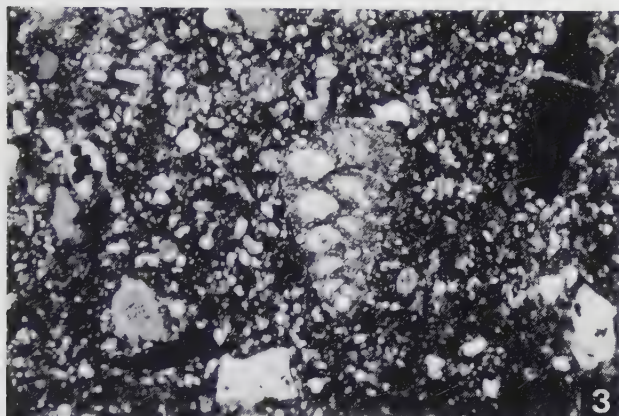
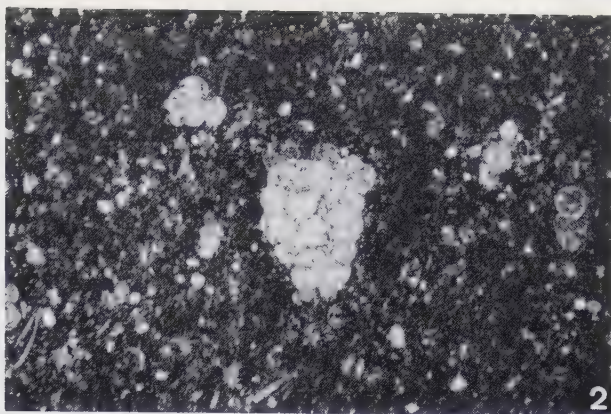
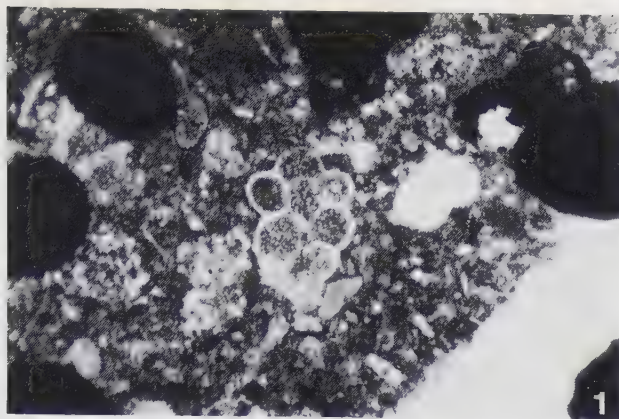
- Fig. 1. Dolomit-Rhomboeder und Quarzkorn, Dünnschliff polarisiert. Vergrößerung $220\times$. Wang-Kalk 73/78, Wangflue.
- Fig. 2. Dolomit-Rhomboeder der Figur 1, Zonarstruktur im Fluoreszenz-Mikroskop.
- Fig. 3. Dolomitisierte Foraminiferen-Schale, Aufnahme mit Fluoreszenz-Mikroskop. Vergrößerung $175\times$. Wang-Kalk 73/78, Wangflue.
- Fig. 4. Dolomit-Rhomboeder in sparitischem Calcit, Dünnschliff polarisiert. Vergrößerung $235\times$. Wang-Kalk 74/124, Fulberg, Bauen-Schwalms-Gebiet.
- Fig. 5. Feinschichtung im Wang-Kalk. Vergrößerung $14\times$. Wang-Kalk 74/267, Kleines Melchtal.
- Fig. 6. Verkieselung und Dolomitisierung von Foraminiferen-Schalen. Mit 10%iger Salzsäure angeätzter Dünnschliff. Schalensubstanz der Foraminifere blieb erhalten. Vergrößerung $85\times$. Wang-Schieferkalk 73/69, Wangflue.
- Fig. 7. Gleiche Einstellung wie Figur 6, jedoch polarisiert. Feinverteilte Kieselsubstanz und Dolomit-Rhomboeder in der Grundmasse.
- Fig. 8. Wang-Breccie mit Seewer Kalk als Komponenten. Vergrößerung $6\times$. Dünnschliff aus Kollektion STAEGE (1944), Nr. 2741, Arnifirst.
- Fig. 9. Wang-Breccie mit Seewer Kalk als Komponenten. Vergrößerung $24\times$. Dünnschliff 75/65 Dundelalp, Wilerhorn-Gebiet.



Tafel II

Dünnschliff-Photographien von Gesteinen der Wang-Formation

- Fig. 1. *Pseudotextularia* sp. Vergrößerung 38×. Dünnschliff aus Kollektion ZIMMERMANN (1936), Nr. 2068, Chlingenstock, Frohnalpstock-Gebiet.
- Fig. 2. *Racemiguembelina* sp. Vergrößerung 24×. Dünnschliff 75/120, oberer Wang-Kalk, Wilerhorn am Rothornweg.
- Fig. 3. Sandschalige Foraminifere. Vergrößerung 24×. Dünnschliff 74/358, basale Wang-Schichten mit *Lituola grandis* (REUSS), Regenboldshorn.
- Fig. 4. *Neoflabellina* sp. Vergrößerung 30×. Dünnschliff aus Kollektion ZIMMERMANN (1936), Nr. 2066, Chlingenstock, Frohnalpstock-Gebiet.
- Fig. 5. Calcitisierte Spongien-Nadel mit Zentralkanal. Vergrößerung 150×. Dünnschliff 73/53, Wang-Schiefer, Wangflue.
- Fig. 6. Serpulidenröhre *Jereminella pfenderae* LUGEON; die sekundär entstandene Abplattung ist parallel der Lamination. Vergrößerung 24×.
- Fig. 7. Anhäufung von Spongien-Nadeln. Vergrößerung 38×. Dünnschliff 73/53, Wang-Schiefer, Wangflue.
- Fig. 8. Fragmente von Inoceramen-Schalen. Vergrößerung 24×. Dünnschliff 73/135, Wang-Schieferkalk, Underbäch, Frohnalpstock-Gebiet.

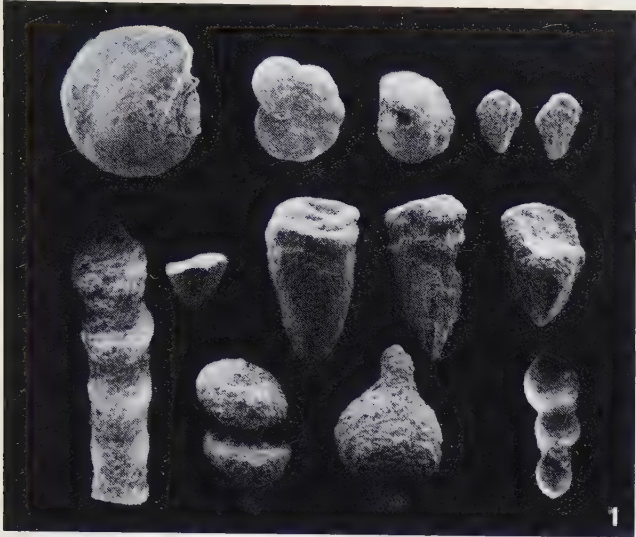


Tafel III

Benthonische Foraminiferen

Raster-Elektronenmikroskop, Vergrößerung 20 ×

- Fig. 1. Wilerhorn 75/124, Obermaastrichtian (*Globotruncana mayaroensis*-Zone).
Von links oben nach rechts unten: *Lenticulina comptoni* (SOWERBY), *Gavelinella* sp., *Globorotalites* sp., *Bolivinoidea* sp., *Bolivinoidea* sp., *Nodosaria* sp., *Dorothia* sp., *Dorothia oxycona* (REUSS), *Gaudryina* sp., *Gaudryina* sp., *Hormosina* sp., *Ramulina* sp., *Nodosaria* sp.
- Fig. 2. Schnepfegg, Vorarlberg 75/159, Obermaastrichtian (*Globotruncana mayaroensis*-Zone).
Von links oben nach rechts unten: *Ammodiscus cretaceus* (REUSS), *Ammodiscus* sp., *Bolivinoidea draco draco* (MARSSON), *Bolivina incrassata* REUSS, *Dentalina* sp., *Clavulina* sp., *Nodosaria* sp., *Nodosaria* sp., *Gyroidinoides* sp., *Gyroidinoides nitida* REUSS, *Verneuilina limbata* TERQUEM, *Ataxophragmium* sp.
- Fig. 3. Stock 74/70, Obercampanian (*Globotruncana calcarata*-Zone).
Von links oben nach rechts unten: *Lenticulina muensteri* (ROEMER), *Lenticulina* sp., *Bolivina incrassata gigantea* WICHER, *Bathysiphon* sp., *Bathysiphon* sp., *Nodosaria* sp., *Gyroidinoides globosa* (HAGENOW), *Gyroidinoides nitida* (REUSS), *Gavelinella* sp., *Glomospira charoides* (JONES & PARKER), *Ammodiscus* sp., *Spiroplectammina laevis* ROEMER, *Cribrostomoides* sp., *Hormosina* sp., *Hormosina* sp., *Dorothia oxycona* (REUSS), *Haplophragmium* sp.
- Fig. 4. Fidisberg 74/83, Untermaastrichtian (*Globotruncana stuartiformis*-Zone).
Von links oben nach rechts unten: *Osangularia lens* BROTZEN, *Marginulina* sp., *Gyroidinoides globosa* (HAGENOW), *Bathysiphon* sp., *Bolivina decurrens* (EHRENBERG), *Bolivina incrassata gigantea* WICHER, *Bolivina* sp., *Dorothia oxycona* (REUSS), *Ataxophragmium* sp., *Ataxophragmium* sp.
- Fig. 5. Schülberg 74/85, Obercampanian (*Globotruncana calcarata*-Zone).
Von links oben nach rechts unten: *Lenticulina muensteri* (ROEMER), *Lenticulina comptoni* (SOWERBY), *Lenticulina pondi* (CUSHMAN), *Neoflabellina* cf. *rugosa* (D'ORBIGNY), *Gavelinopsis* sp., *Nodosaria* sp., *Lagena* sp., *Gyroidinoides nitida* (REUSS), *Vaginulina texana* CUSHMAN, *Arenobulimina dorbignyi* (REUSS), *Dorothia oxycona* (REUSS), *Spiroplectammina laevis* ROEMER, *Haplophragmium* sp.
- Fig. 6. Chruterbach 75/92, Mittelmaastrichtian (*Globotruncana gansseri*-Zone).
Von links oben nach rechts unten: *Lenticulina pondi* (CUSHMAN), *Lenticulina* sp., *Gavelinella* sp., *Gavelinella costata* (MARIE), *Neoflabellina reticulata* (REUSS), *Bolivinoidea draco draco* (MARSSON), *Bolivinoidea draco draco* (MARSSON), *Verneuilina limbata* TERQUEM, *Gaudryina* sp., *Hormosina* sp., *Dorothia trochus* (D'ORBIGNY), *Spiroplectammina laevis* (ROEMER), *Arenobulimina* sp., *Bolivina incrassata* REUSS.

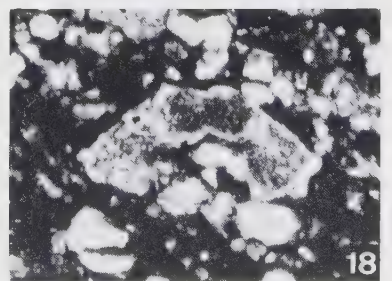
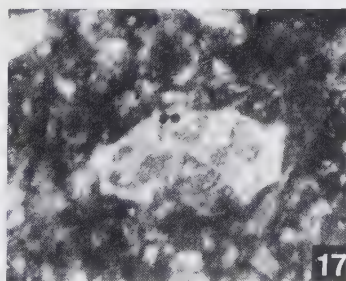
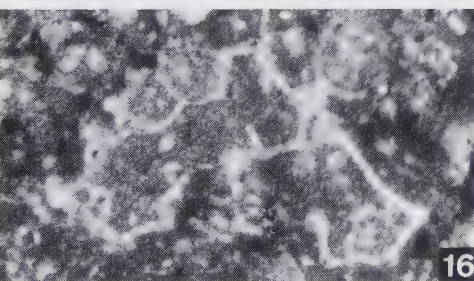
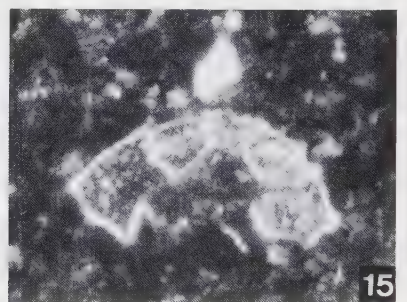
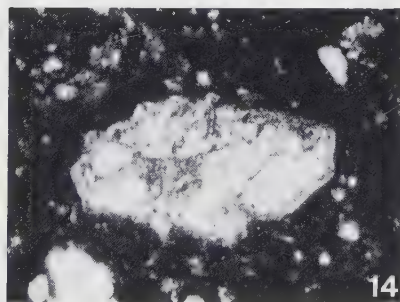
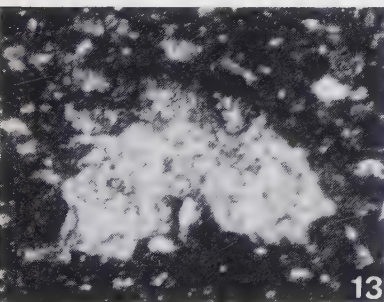
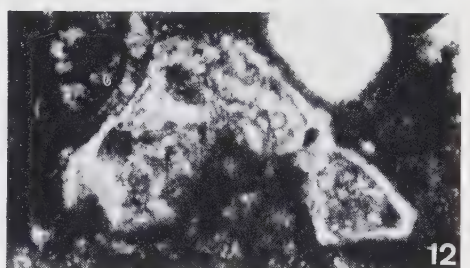
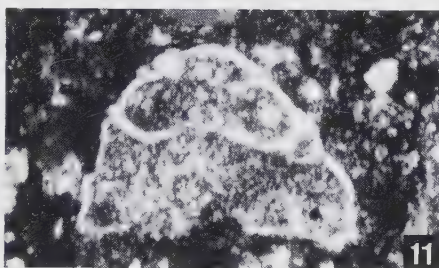
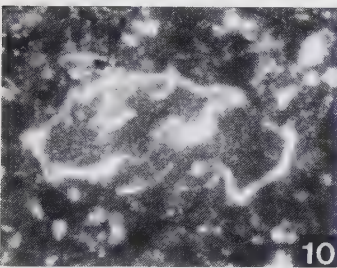
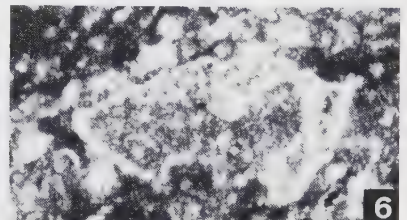
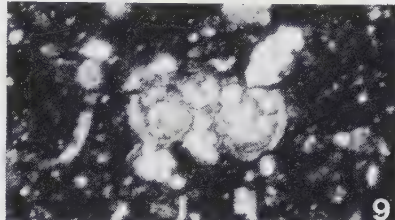
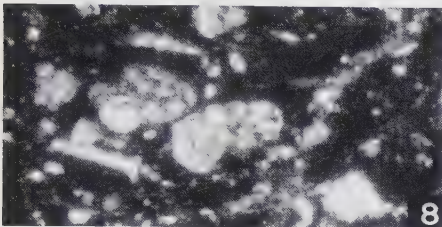
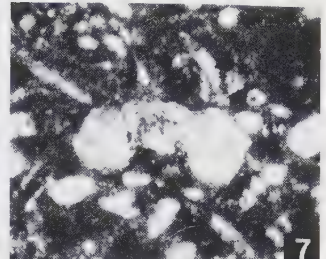
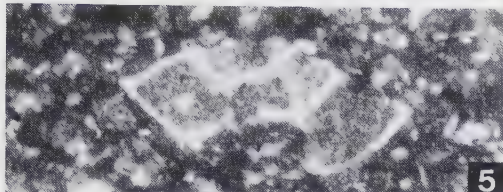
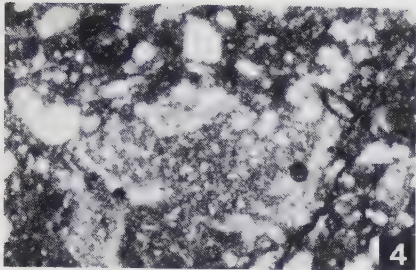
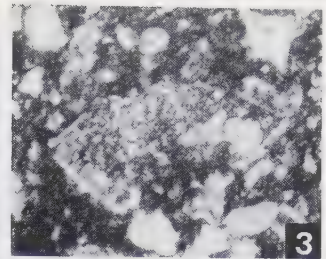
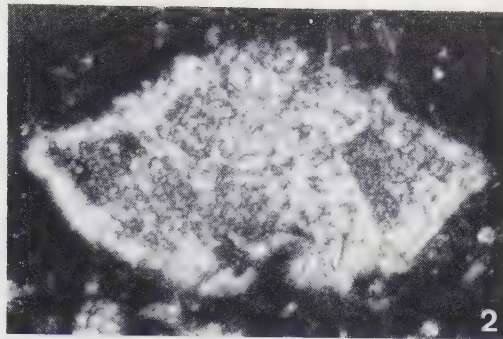
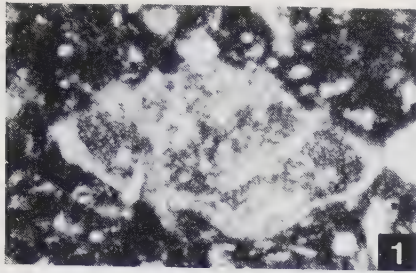


Tafel IV

Planktonische Foraminiferen

Dünnschliff-Aufnahmen, Vergrößerung 72×

- Fig. 1. *Globotruncana stuarti* (DE LAPPARENT); 73/76 Wang-Kalk, Wangflue.
- Fig. 2. *Globotruncana stuarti* (DE LAPPARENT); B 1484 (Kollektion BOLLI 1944) Wang-Kalk, Wilerhorn.
- Fig. 3. *Globotruncana stuartiformis* DALBIEZ; 74/22 Wang-Schieferkalk, Sommerichopf (bei Wildhaus).
- Fig. 4. *Globotruncana stuartiformis* DALBIEZ; 73/77 Wang-Kalk, Wangflue.
- Fig. 5. *Globotruncana stuartiformis* DALBIEZ; B 1496 (Kollektion BOLLI 1944) Wang-Kalk, Muttstein (beim Fluhbrig).
- Fig. 6. *Globotruncana stuartiformis* DALBIEZ; 73/143 grobkörniger Glaukonitkalk, Chlingenstock.
- Fig. 7. *Globotruncana bulloides* VÖGLER; 73/53 Wang-Schiefer, Wangflue.
- Fig. 8. *Globotruncana gansseri* BOLLI; 74/224 Wang-Kalk, Schnepfegg, Vorarlberg.
- Fig. 9. *Globotruncana gansseri* BOLLI; 74/227 Wang-Kalk, Schnepfegg, Vorarlberg.
- Fig. 10. *Globotruncana arca* (CUSHMAN); B 1500d (Kollektion BOLLI 1944) Wang-Kalk, Muttstein (beim Fluhbrig).
- Fig. 11. *Globotruncana contusa* (CUSHMAN); 2071 (Kollektion ZIMMERMANN 1936) grobkörniger Wang-Kalk, Chlingenstock.
- Fig. 12. *Globotruncana contusa* (CUSHMAN); 2071 (Kollektion ZIMMERMANN 1936) grobkörniger Wang-Kalk, Chlingenstock.
- Fig. 13. *Globotruncana fornicata* PLUMMER; 74/224 Wang-Kalk, Schnepfegg, Vorarlberg.
- Fig. 14. *Globotruncana* cf. *arca* (CUSHMAN); 73/78 Wang-Kalk, Wangflue.
- Fig. 15. *Globotruncana fornicata* PLUMMER; B 1500h (Kollektion BOLLI 1944) Wang-Kalk, Muttstein (beim Fluhbrig).
- Fig. 16. *Globotruncana fornicata-contusa*; B 1500d (Kollektion BOLLI 1944) Wang-Kalk, Muttstein (beim Fluhbrig).
- Fig. 17. *Globotruncana tricarinata* (QUEREAU); B 1500d (Kollektion BOLLI 1944) Wang-Kalk, Muttstein (beim Fluhbrig).
- Fig. 18. *Globotruncana leupoldi* BOLLI; 73/117 Wang-Breccie, Laubgarten (Frohnalpstock-Gebiet).

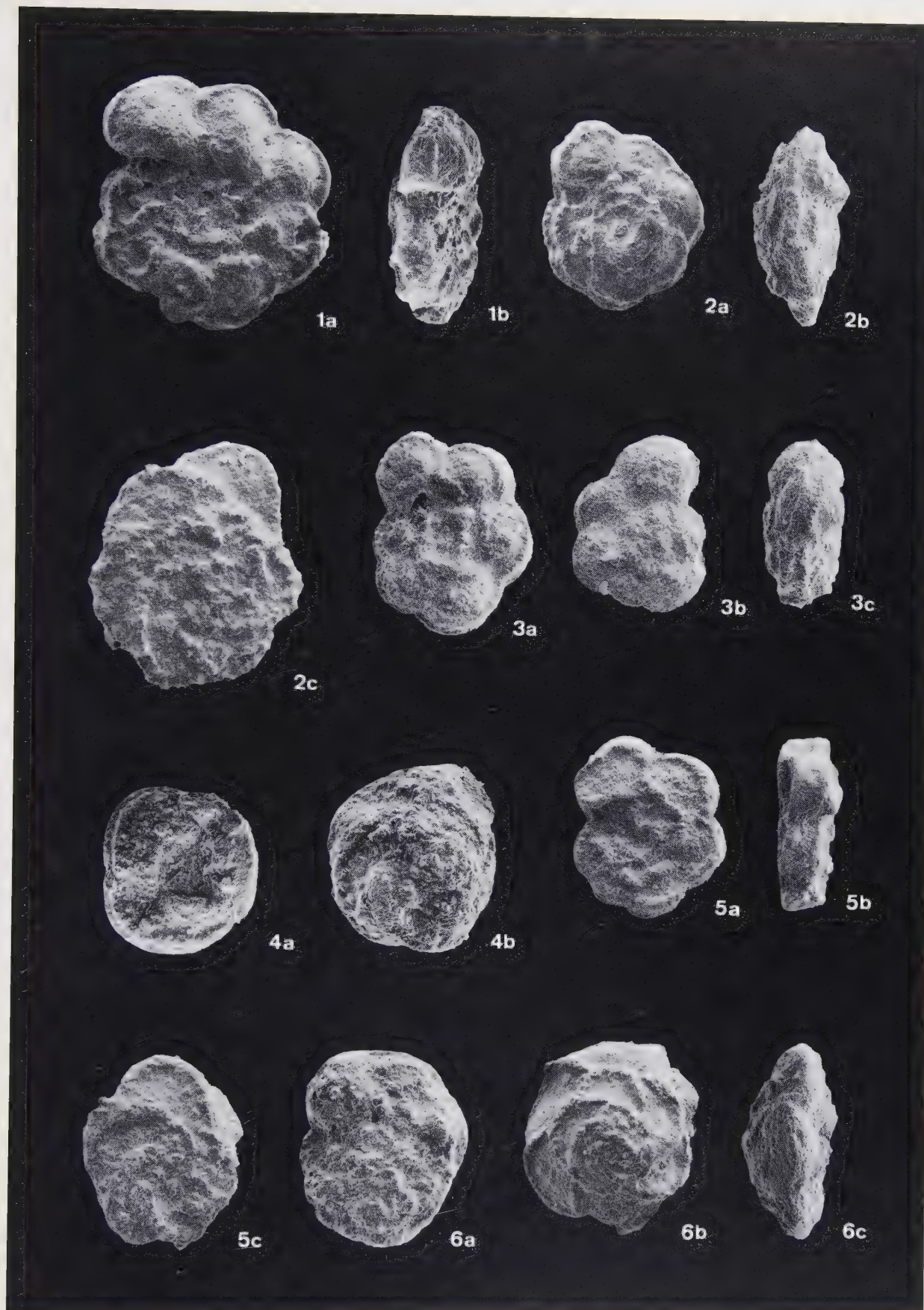


Tafel V

Planktonische Foraminiferen

Raster-Elektronenmikroskop, Vergrößerung 60×

- Fig. 1. *Globotruncana coronata* BOLLI
a) 75/63 Wang-Breccie, Dundelalp
b) 75/63 Wang-Breccie, Dundelalp
- Fig. 2. *Globotruncana tricarinata* (QUEREAU)
a) 75/21 Wang-Basisschichten, Wangruns-Seebli
b) 75/21 Wang-Basisschichten, Wangruns-Seebli
c) 75/104 Wang-Basisschichten, Schülberg
- Fig. 3. *Globotruncana bulloides* VOGLER
a) 75/63 Wang-Breccie, Dundelalp
b) 75/18 Wang-Basisschichten, Wangruns-Seebli
c) 75/20 Wang-Basisschichten, Wangruns-Seebli
- Fig. 4. *Globotruncana fornicata* PLUMMER
a) 75/20 Wang-Basisschichten, Wangruns-Seebli
b) 75/63 Wang-Breccie, Dundelalp
- Fig. 5. *Globotruncana linneiana* (D'ORBIGNY)
a) 75/63 Wang-Breccie, Dundelalp
b) 75/18 Wang-Basisschichten, Wangruns-Seebli
c) 75/63 Wang-Breccie, Dundelalp
- Fig. 6. *Globotruncana leupoldi* BOLLI
a) 75/21 Wang-Basisschichten, Wangruns-Seebli
b) 75/94 Oberer Wang-Kalk, Chruterenbach
c) 74/86 Wang-Basisschichten, Schülberg

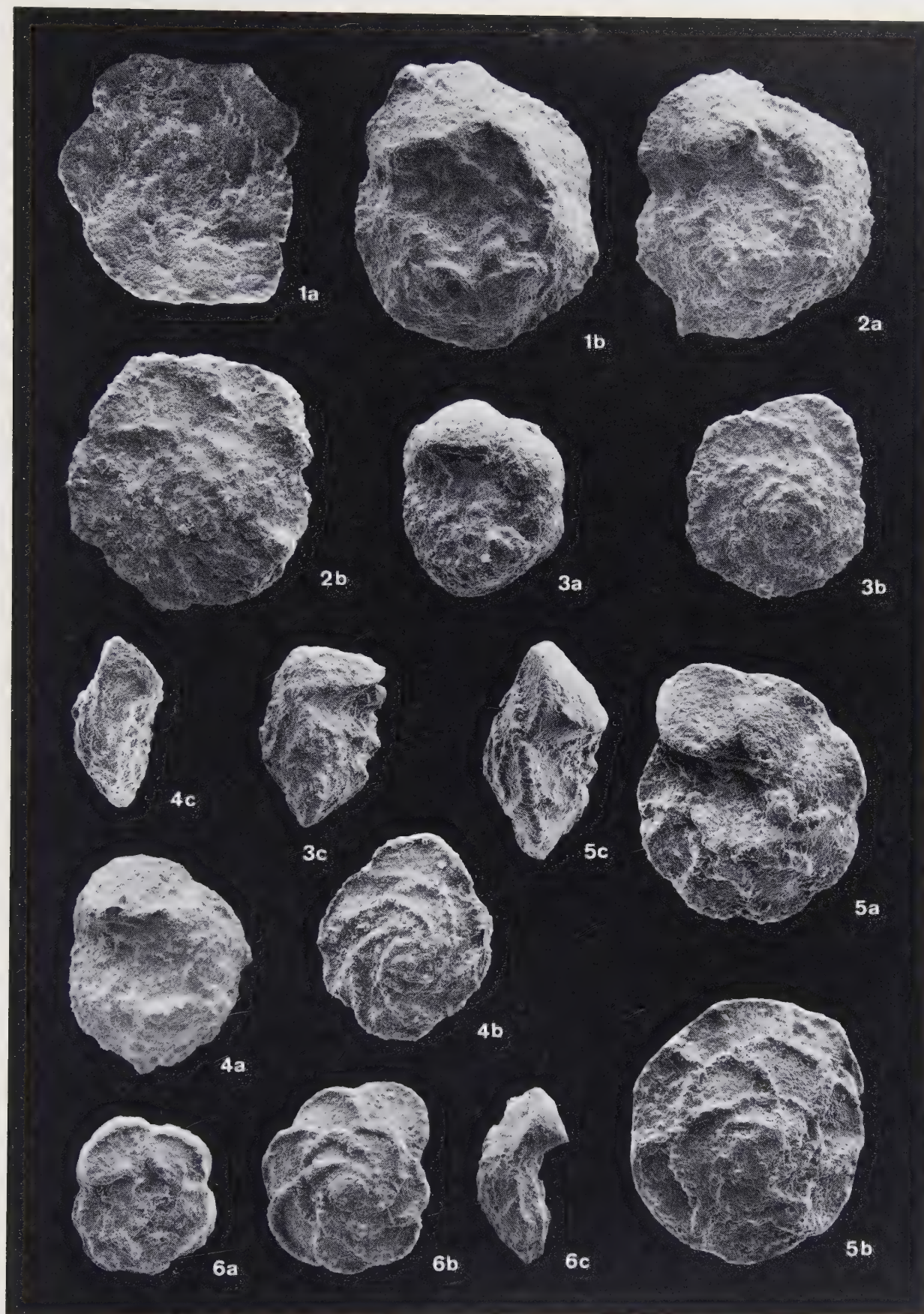


Tafel VI

Planktonische Foraminiferen

Raster-Elektronenmikroskop, Vergrößerung 60×

- Fig. 1. *Globotruncana subspinoso* PESSAGNO
a) 75/123 Oberer Wang-Kalk, Rothornweg
b) 75/123 Oberer Wang-Kalk, Rothornweg
- Fig. 2. *Globotruncana elevata-subspinoso*
a) 74/85 Wang-Basisschichten, Schülberg
b) 74/85 Wang-Basisschichten, Schülberg
- Fig. 3. *Globotruncana elevata* (BROTZEN)
a) 73/107 Wang-Basisschichten, Rotwand
b) 75/21 Wang-Basisschichten, Wangruns-Seebli
c) 75/104 Wang-Basisschichten, Schülberg
- Fig. 4. *Globotruncana stuartiformis* DALBIEZ
a) 74/85 Wang-Basisschichten, Schülberg
b) 74/85 Wang-Basisschichten, Schülberg
c) 75/20 Wang-Basisschichten, Wangruns-Seebli
- Fig. 5. *Globotruncana stuarti* (DE LAPPARENT)
a) 75/124 Oberer Wang-Kalk, Rothornweg
b) 75/123 Oberer Wang-Kalk, Rothornweg
c) 75/124 Oberer Wang-Kalk, Rothornweg
- Fig. 6. *Globotruncana arca* (CUSHMAN)
a) 75/17 Wang-Basisschichten, Wangruns-Seebli
b) 75/123 Wang-Basisschichten, Wangruns-Seebli
c) 75/92 Oberer Wang-Kalk, Chruterenbach

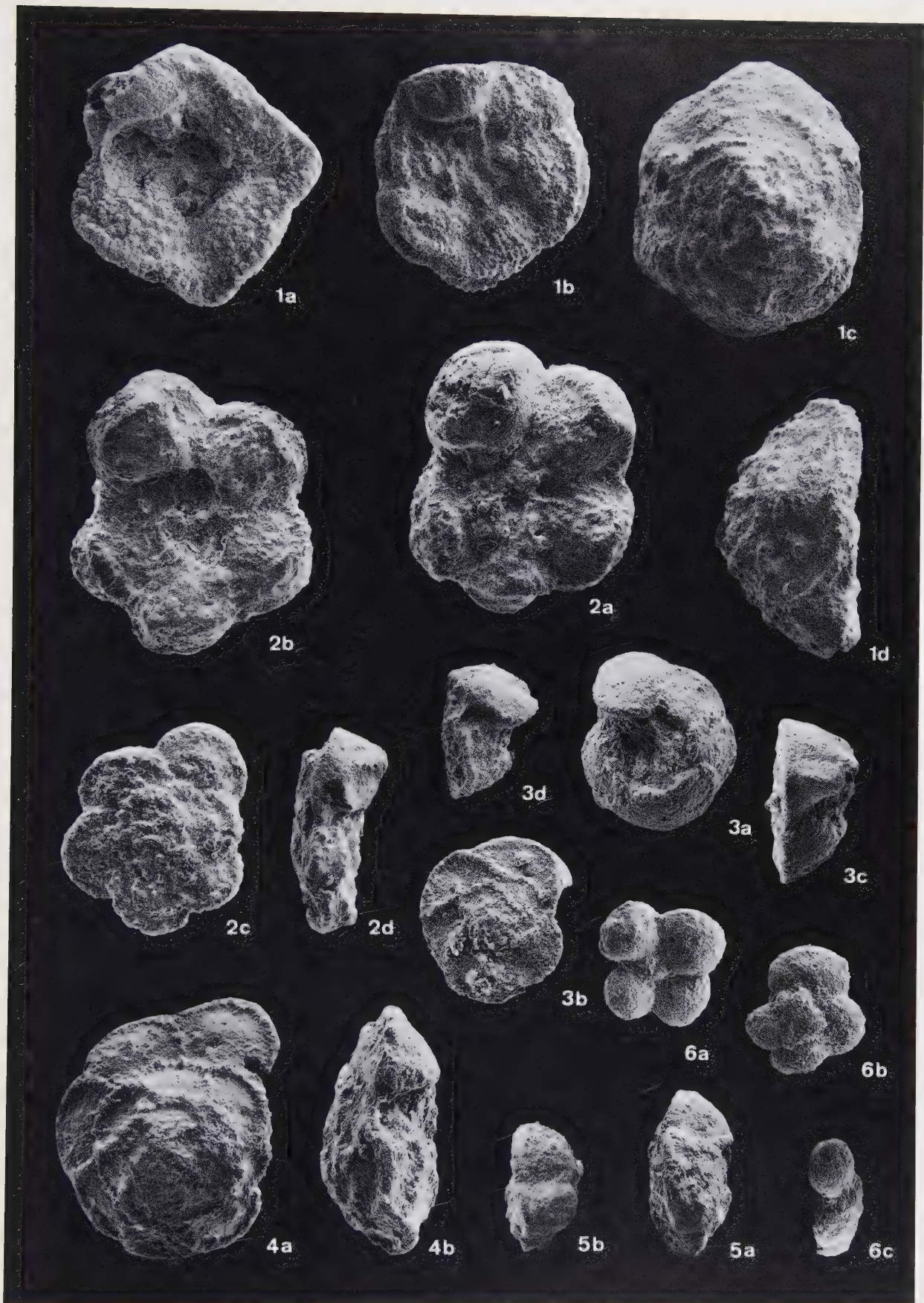


Tafel VII

Planktonische Foraminiferen

Raster-Elektronenmikroskop, Vergrößerung 60×

- Fig. 1. *Globotruncana contusa* (CUSHMAN)
a) 75/124 Oberer Wang-Kalk, Rothornweg
b) 75/92 Oberer Wang-Kalk, Chruterenbach
c) 75/143 Wang-Kalk, Schnepfegg, Vorarlberg
d) 75/143 Wang-Kalk, Schnepfegg, Vorarlberg
- Fig. 2. *Globotruncana mayaroensis* BOLLI
a) 75/268 Oberer Wang-Kalk, Rothornweg
b) 75/159 Wang-«Mergel», Schnepfegg, Vorarlberg
c) 75/123 Oberer Wang-Kalk, Rothornweg
d) 75/268 Oberer Wang-Kalk, Rothornweg
- Fig. 3. *Globotruncana gansseri* BOLLI
a) 75/124 Oberer Wang-Kalk, Rothornweg
b) 75/124 Oberer Wang-Kalk, Rothornweg
c) 75/124 Oberer Wang-Kalk, Rothornweg
d) 75/92 Oberer Wang-Kalk, Chruterenbach
- Fig. 4. *Globotruncana conica* WHITE
a) 75/122 Oberer Wang-Kalk, Rothornweg
b) 75/123 Oberer Wang-Kalk, Rothornweg
- Fig. 5. *Globotruncana ganebini* TILEV
a) 75/92 Oberer Wang-Kalk, Chruterenbach
b) 75/115 Fliegenspitzen-Schichten, Rothornweg
- Fig. 6. *Globotruncana havanensis* VOORWIJK
a) 75/124 Oberer Wang-Kalk, Rothornweg
b) 75/124 Oberer Wang-Kalk, Rothornweg
c) 75/124 Oberer Wang-Kalk, Rothornweg



Tafel VIII

Planktonische Foraminiferen

Raster-Elektronenmikroskop, Vergrößerung 60×

- Fig. 1. *Pseudotextularia elegans* s.l. (RZEHAKE)
a) 75/92 Oberer Wang-Kalk, Chruterenbach
b) 75/268 Oberer Wang-Kalk, Rothornweg
- Fig. 2. *Pseudotextularia elegans* s.s. (RZEHAKE)
a) 75/123 Oberer Wang-Kalk, Rothornweg
b) 75/124 Oberer Wang-Kalk, Rothornweg
c) 75/92 Oberer Wang-Kalk, Chruterenbach
- Fig. 3. *Pseudotextularia intermedia* DE KLASZ
a) 75/92 Oberer Wang-Kalk, Chruterenbach
b) 75/123 Oberer Wang-Kalk, Rothornweg
- Fig. 4. *Heterohelix globulosa* (EHRENBERG)
a) 75/124 Oberer Wang-Kalk, Rothornweg
b) 75/124 Oberer Wang-Kalk, Rothornweg
c) 75/124 Oberer Wang-Kalk, Rothornweg
- Fig. 5. *Gublerina robusta* DE KLASZ
75/92 Oberer Wang-Kalk, Chruterenbach
- Fig. 6. *Racemiguembelina fructicosa* (EGGER)
a) 75/108 Oberer Wang-Kalk, Chruterenbach
b) 75/143 Wang-Kalk, Schnepfegg, Vorarlberg
c) 75/143 Wang-Kalk, Schnepfegg, Vorarlberg
- Fig. 7. *Racemiguembelina powelli* SMITH & PESSAGNO
a) 75/116 Fliegenspitz-Schichten, Rothornweg
b) 75/116 Fliegenspitz-Schichten, Rothornweg



Curriculum vitae

Ich, PETER STACHER von Egnach TG, wurde am 12. Mai 1947 in Egnach TG geboren. Die Primar- und Sekundarschule besuchte ich in Münchwilen TG. Von 1963 bis 1966 war ich an der Kantonsschule Frauenfeld, wo ich mit der Maturität Typus C abschloss. Im Jahre 1967 immatrikulierte ich mich an der philosophischen Fakultät II der Universität Zürich. Ich begann das Studium der Naturwissenschaften mit dem Hauptfach Biologie, wechselte dann auf Geologie. In diesem Fach schloss ich 1973 mit dem Diplom ab. Seit 1972 arbeitete ich als Assistent am Geologischen Institut der ETH und der Universität Zürich. Im Jahre 1973 begann ich mit der vorliegenden Dissertationsarbeit.

Im Laufe meiner Studienzeit besuchte ich Vorlesungen und Übungen folgender Dozenten: Prof. Dr. F. Bachmann, Dr. J.P. Beckmann, Prof. Dr. J. Biegert, Prof. Dr. H.M. Bolli, Prof. Dr. A. Bögli, Prof. Dr. H. Burla, Prof. Dr. C. Burri, Prof. Dr. P.S. Chen, Prof. Dr. E. Dal Vesco, Dr. E. Escher, Prof. Dr. C.H. Eugster, Prof. Dr. G. Furrer, Prof. Dr. A. Gansser, Prof. Dr. E. Hadorn, Prof. Dr. H. Haefner, Prof. Dr. R. Hantke, Prof. Dr. H. Hediger, Prof. Dr. K.J. Hsü, Dr. K.A. Hünemann, Prof. Dr. H. Jäckli, PD Dr. E. Jungen-Hauschteck, PD Dr. H. Kishimoto, Prof. Dr. E. Kuhn-Schnyder, Prof. Dr. F. Laves, Prof. Dr. Verena Meyer, PD Dr. A. Milnes, Prof. Dr. S. Müller, PD Dr. H.U. Nissen, Prof. Dr. H.R. Oswald, Dr. N. Pavoni, Prof. Dr. H. Rieber, PD Dr. R. Schmid, Prof. Dr. M. Schüepp, Prof. Dr. R.H. Steiger, Dr. V. Streiff, Prof. Dr. P. Tardent, Prof. Dr. R. Trümpy, Prof. Dr. B. L. van der Waerden, Prof. Dr. H. Wanner, Prof. Dr. M. Weber.

Die Dissertationsarbeit stand unter der Leitung von Prof. Dr. H.M. Bolli.

